# Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzugs

**Lienzer Dolomiten, Westliche und Zentrale Gailtaler Alpen**

---

von

**Lothar Hahn**

**aus Berlin**

1966

1966 № 263

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41535727_0024

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

# Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzugs (Lienzer Dolomiten, Westliche und Zentrale Gailtaler Alpen)

der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Alexander-Universität Erlangen - Nürnberg
zur
Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt von
Lothar Hahn
aus Berlin

Erlangen 1966

Als Dissertation genehmigt von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Erlangen - Nürnberg.

Tag der mündlichen Prüfung: 23.November 1966

Dekan: Universitätsprofessor Dr. K. Brodersen

Berichterstatter: Universitätsprofessor Dr. W. Schwan

Berichterstatter: Universitätsprofessor Dr. W.A. Schnitzer

Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzugs

(Lienzer Dolomiten, Westliche und Zentrale Gailtaler Alpen)

I n h a l t


| | Seite: |
|---|---|
| A. Vorwort | 1 |
| B. Arbeitsmethode und Problemstellung | 1 |
| C. Die Gesteinstektonik der Schichtenglieder des Drauzugs | 2 |
| D. Die Lienzer Dolomiten | 5 |
| I. Die Oberdrauburger Mulde | 5 |
| 1. Stratigraphie | 5 |
| 2. Tektonik | 8 |
| II. Die Tristacher Schuppe | 9 |
| 1. Stratigraphie | 9 |
| 2. Tektonik | 10 |
| 3. Das benachbarte Kristallin | 11 |
| III. Tektonik des Lavanter Zuges | 12 |
| 1. Die Umgebung von Lavant | 12 |
| 2. Die West-Fortsetzung | 14 |
| 3. Die Intrusivgesteine der Amlacher wiese-Folge | 15 |
| IV. Die Flaschberger Mulde | 17 |
| 1. Der Muldenteil westlich des Silbergrabens | 17 |
| 2. Der Muldenflügel östlich des Silbergrabens | 18 |
| V. Das Gebiet um die Tscheltscher Alpe und den Lumkofel | 20 |
| 1. Der Lumkofel | 20 |
| 2. Die Tscheltscher Mulde | 20 |
| VI. Das Gebiet von Abfaltersbach | 21 |
| VII. Das Querprofil der Lienzer Dolomiten | 22 |

Seite:

VIII. Untersuchung geopetaler Gefüge im Hauptdolomit 23

IX. Zur Gravitationstektonik der Lienzer Dolomiten 24

X. Zur Genese der Lienzer Dolomiten 26

E. Die Gailtaler Alpen 27

I. Die westlichen Gailtaler Alpen 27
1. Zur Tektonik 27

II. Die zentralen Gailtaler Alpen 28
1. Nordrand bzw. Nordrandflexur 28
2. Das Laka-Gasser Synklinorium 29
3. Die Mitterberg-Antiklinale 29
4. Strukturmerkmale weiterer Kompression 30

III. Zur Gravitationstektonik der Gailtaler Alpen 30
1. Zur Kritik der Gravitationstektonik 32
2. Zur Genese der Gailtaler Alpen 33

F. Die Mehraktigkeit der tektonischen Beanspruchung 33

G. Zur Deckentheorie des Drauzugs 35
1. Der Sedimentkeil des Gödnachgrabens 36
2. Der Thurntaler (Quarz-) Phyllit 36
3. Der Quarzphyllit der Kreuzeck-Gruppe 37
4. Das Paläözoikum der Goldeck-Gruppe 38

H. Der Winnebacher Kalkzug 39

J. Zusammenfassung 40

Literaturverzeichnis 41

Zeichenerklärung 44

Text zu den Abbildungen 46

## A. Vorwort

Für die Anregung zu diesem Arbeitsthema und die Betreuung der Geländetätigkeit sowie zu ihrer Auswertung möchte ich meinem hochverehrten Lehrer und Doktorvater, Herrn Professor Dr. W. SCHWAN vielmals danken. Zu Dank verpflichtet bin ich auch Herrm Professor R.W. VAN BEMMELEN (Utrecht), der mir freundlicherweise seine Arbeiten über die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten überließ. Weiterhin gilt mein Dank Herrn Dr. G. NOLLAU für die Besorgung von Dünnschliffen, Herrn Dr. W. BAUSCH für Fotos von Dünnschliffen und Herrn Dipl.Geol. B. WINTER für die Fotoaufnahmen der geopetalen Gefüge.

## B. Arbeitsmethode und Problemstellung

Die Geländearbeit in den Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen (Drauzug) fand im Herbst 1964 und im Sommerhalbjahr 1965 statt. Neben kleineren Kartierungen erfolgte vor allem eine Aufnahme kleintektonischer Strukturen und ihre Analyse, wie sie in ähnlicher Weise von CLOOS, LOTZE, SCHWAN u.a. durchgeführt wurde. Das Ziel war, durch das untersuchte Bestandsmaterial Rückschlüsse auf den Gebirgsbau zu gewinnen. "Eine bestimmte Kleintektonik, die der Leitstrukturen, spiegelt den Großbau im Kleinen wider oder ist ihm geometrisch ähnlich" (SCHWAN 1964b, S.8). Schließlich wurden noch Dolomitproben aus den Lienzer Dolomiten zur Untersuchung geopetaler Gefüge entnommen.

Im Verlauf der Untersuchungen ergaben sich Probleme im Hinblick auf den Versuch VAN BEMMELENs, die Genese des Drauzugs im Sinne seiner Gravitationstektonik zu deuten und durch die Vorstellung TOLLMANNs (1963), die Position des Drauzugs aus der Sicht der Deckentheorie zu erklären. Es wurde daher nur von der Beobachtung der vorliegenden geologischen Verhältnisse ausgegangen, um eine dementsprechende Deutung zu finden.

Wertvolle Arbeitsgrundlagen stellten die Kartierung der westlichen und zentralen Gailtaler Alpen durch VAN BEMMELEN (1957, 1961), die Kartierung der östlichen Lienzer Dolomiten durch SCHLAGER (1963) und die der Lienzer Dolomiten durch VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) dar.

C. Die Gesteinstektonik der Schichtenglieder des Drauzugs

SCHWAN (1964a, S.378) definiert Gesteinstektonik oder Materialtektonik als "die aus den Eigenschaften eines bestimmten Gesteinsmaterials unter Einwirkung tektonischer Spannungen resultierende spezielle tektonische Strukturform". Die unterschiedliche Reaktion der Drauzug-Gesteine auf orogene Kräfte soll im folgenden untersucht werden. Hierbei wird stratigraphisch vorgegangen, wobei geringer verbreitete Faziesbereiche unberücksicht bleiben müssen.

1. Grödener Sandstein

Die äußerst kompetenten quarzitischen Sandsteine mit ihren Konglomeratlagen zeigen nie Verfaltungen. Obwohl sie meist gut gebankt sind, reagieren sie auf Beanspruchung nur durch großwellige Verbiegungen. Hierbei treten häufig schichtparallele Bewegungen auf, wodurch dünne Tonbeläge phyllitisiert werden. Ausgeprägt ist die Klüftung, die besonders in Form von Q-, L- oder D-Klüftung vorliegt. Bevorzugt sind weiterhin Auf- oder Überschiebungsbahnen mit Gleitstreifen und Schleppungen ausgebildet. Gelegentlich auftretende dünne Lettenlagen können in Spezialfalten gelegt werden.

2. Werfener Schichten

Die Wechsellagerung von Mergeln, Kalksandsteinen und Sanden ist ausgesprochen faltungsfreudig. Vor allem die festeren Bänke zwischen den Schiefertonen neigen zu Knickfaltung. Klüftung tritt stark zurück. Stellenweise sind die inkompetenten Schichten zwischen dem resistenten Grödener Sandstein und den ebenfalls kompetenten anisischen Knollenkalken tektonisch völlig ausgequetscht oder zu größerer Mächtigkeit angestaut (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, S.219). Das relativ seltene Auftreten von Strukturtypen ist meist auf die schlechten Aufschlußverhältnisse in der Werfener Folge zurückzuführen, die häufig von Schuttschleiern verdeckt ist.

3. Knollenkalke des Anis (Unterer Muschelkalk)

Mit den anisischen Knollenkalken, die in dicken Bänken sedimentiert werden, ändert sich schlagartig das kleintektonische Erscheinungsbild. Faltungen sind relativ selten, nehmen

aber entsprechend dem "Gesetz der Stauchfaltengröße" (SANDER) breitere Dimensionen ein. Klüftungen, Aufschiebungen und schichtparallele Bewegungen nehmen dafür an Häufigkeit zu.

4. Dolomitisches Zwischenniveau (des Muschelkalks)

Die dünner gebankten Dolomite neigen, sobald sie mit Mergeln wechsellagern, zu harmonischer Biegefaltung (Abb.61).

5. Oberer Muschelkalk

Die gut gebankten, meist dünnen Kalke mit ebener Schichtung stellen ein Faltungs-Gestein ersten Ranges dar. Nahezu immer zeigen sie Biege- oder Knickfalten als Strukturtypen (Abb. 54, 59). Da sie außerdem weit verbreitet sind, kommt ihnen bei der kleintektonischen Analyse erhöhte Bedeutung zu.

6. Jaukenserie

Die vom Ladin bis ins Nor reichenden Kalke und Dolomite der Jaukenserie (VAN BEMMELEN 1957, S.186) bilden dickere Bänke und sind meist monoton steilgestellt. Faltenbilder treten in geringer Zahl als Biegefalten auf, ähnlich wie im Unteren Muschelkalk (Abb.59 E). Q- und L-Klüftung zeichnen auf den Schichtflächen ein je nach Bankdicke verschieden großes Rauten- oder Rechteckmuster.

Eine gewisse Zunahme der Deformation ist wieder in den ladinischen "Grünen Schichten" mit ihren stärkeren Mergelpaketen zu erwarten (Abb.6b).

7. Raibler oder Carditaschichten (Karn)

Mit ihren schwarzen Tonschiefern und Kalk- bzw. Dolomitbänkchen bilden sie einen markanten Einschnitt in der Schichtfolge. Die Tonschiefer und Mergel sind häufig durch Transversalschieferung gekennzeichnet, die durch den Schnitt mit der Schichtung einen griffligen Zerfall des Materials bedingen. Verfaltungen treten nur zuweilen auf (Abb.59 D), da die Bewegbarkeit infolge zu geringer Schichtmächtigkeit zwischen den Dolomitkomplexen herabgesetzt ist.

8. Hauptdolomit (Nor)

Nach SCHLAGER (1963, S.65) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.227) kommt der Hauptdolomit in grobbankiger und massiger Fazies vor. Im allgemeinen verhält er sich der Faltung gegenüber indifferent. Eine Ausnahme bilden die großen Biegefal-

ten (Stauchfaltengesetz SANDERs) in der Galitzenklamm (Abb.51), sonst finden sie sich nur in großwelligen Verbiegungen. Neben gut ausgeprägter Klüftung reagieren die starren Gesteine ähnlich denen der Jaukenserie auf Spannung durch Schubflächenbildung. Abgescherte Komplexe sind stark zerrüttet und von Mylonitzonen begrenzt.

9. Plattenkalke bzw. -dolomite (Nor-Rhät)

Die Kalke des Unterrhäts (VAN BEMMELEN 1957, S.190), die Plattenkalke des Nor-Rhät (SCHLAGER 1963, S.66) und die Kalkigen Schichten des Rhäts (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, S.229) sind durch prächtige Biegefalten charakterisiert, wie sie z.B. in der Lumkofel-Nordostflanke (Abb.46) ausgebildet sind. An Intensität werden sie nur noch durch den Oberen Muschelkalk übertroffen.

10. Kössener Schichten (Rhät)

Die Wechselfolge von Tonschiefern, Mergeln und einzelnen Kalkpaketen ist geradezu für die Faltung prädestiniert (Abb.37). Ausgeprägt ist das disharmonische Verhalten von in Tonschiefern eingelagerten gebankten Kalken, die in Knick- und Biegefalten gelegt werden, und einzelnen Kalkbändern, die zerschert oder spezialgefältelt werden (Abb.38). Größere Kalkkomplexe in Tonschiefern neigen bei der orogenen Pressung zur Abscherung, z.B. in der Tscheltscher Mulde. Als Merkwürdigkeit tritt in einer Wechsellage von gebankten Kalken und Tonschiefern eine "Beulenfalte" mit aufgeblähtem Faltenscharnier und isoklinalen Schenkeln auf (Abb.39).

Häufig zeigen die grifflig zerfallenden Tonschiefer Transversalschieferung, selten Schubklüftung. Gelegentlich ist auch Knitterung, eine "Knickung der Schieferung an paarweise auftretenden Kluftflächen" (ENGELS 1959, S.76), festzustellen.

11. Amlacher Wiese-Folge (Neokom)

Über den mäßig verfalteten Jurakalken wurde eine Folge von Tonschiefern, Mergeln, Kalken und Kalksandsteinen sedimentiert, die VAN BEMMELEN & MEULENKAMP(1965, S.232) ins Neokom stellen. Sie weist alle Merkmale echter Schiefergebirgstektonik auf: Biege- und Knickfalten; Schieferung der Mergel, die sich in der Schieferungsklüftung (Bruchschieferung) der Kalksandsteinbänke fortsetzt; eine gewisse Fächerung der Schieferung bei in-

kompetenten Lagen in Sattelstellung; Q-, L- und D-Klüftung; Runzelung auf Schichtflächen infolge des Schnittes von Schieferung und Schichtung; gestaffelte Auf- und Überschiebungen.

Abschließend kann festgestellt werden, daß der Obere Muschelkalk, das Rhät und das Neokom die häufigsten und ausgeprägtesten Strukturformen liefern und Gebiete ihrer Verbreitung für die tektonische Analyse eine wesentliche Rolle spielen.

Zusammenfassend läßt sich mit SCHWAN (1964a, S.379)sagen: "Die tektonischen Deformationen erscheinen als Funktionen der jeweiligen Verbreitungs-, Mächtigkeits-, Festigkeits- und Bewegbarkeits-Verhältnisse der gegebenen Gesteinsfazies sowie der speziellen Intensitäten der orogenen Kräfte".

Somit herrscht im Drauzug eine ausgesprochene Faziestektonik, eine "Materialtektonik in größerem Ausmaß" (SCHWAN 1964a, S.374), die sich wiederum in einer Stockwerkstektonik der durch die Faltung in verschiedene Niveaus gebrachten Faziesbereiche äußert.

## D. Die Lienzer Dolomiten

### I. Die Oberdrauburger Mulde

Bei Oberdrauburg befindet sich eine der wenigen Stellen der Lienzer Dolomiten, wo permo-mesozoische Sedimente nach N über die Drau reichen und unmittelbar an einer Störung an paläozoischen Quarzphyllit grenzen. Durch diese isolierte Lage an der Nordrandstörung des Drauzugs gewinnen sie für dessen tektonische Stellung besondere Bedeutung.

#### 1. Stratigraphie

Die Formationen ähneln hinsichtlich Fazies und Mächtigkeit stark den von SCHLAGER (1963) beschriebenen der östlichen Lienzer Dolomiten, denen dieses Kartiergebiet (Abb.1) direkt vorgelagert ist.

a) Quarzphyllit (Paläozoikum)

Die tektonische Unterlagerung der permo-mesozoischen Sedimente bildet der paläozoische Quarzphyllit, der teilweise in Chlorit- und Quarzitschiefer übergeht. Am Doblach, bei P 775 treten bereits diaphthoritische (phyllitisierte) Granatglimmerschiefer auf. Vor allem in der Simmerlacher Schlucht und im oberen Wurlitzgraben, wo der Quarzphyllit steil nach N

fällt, kann er gut studiert werden. Seine ursprüngliche Schichtung ist durch den Wechsel von Quarzitbänken und Phylliten oft noch gut erkennbar.

b) Grödener Sandstein (Perm)
Mit max. 200 m erschlossener Mächtigkeit bildet der Grödener Sandstein die Basalschicht der Oberdrauburger Mulde. Er besteht aus fein- bis grobkörnigen, roten, untergeordnet grünlichen oder gelblichweißen Sandsteinen mit Konglomeratlagen und zeigt gute Bankung. Das Bindemittel ist meist quarzitisch. Ganz selten sind dünne, graue Lettenlagen mit inkohlten Pflanzenresten, z.B. am Wasserfall des Doblbaches.

c) Werfener Schichten (Skyth), 80 m
Sie bestehen aus bunten, glimmerreichen Tonschiefern und sandigen Mergeln sowie grauen Kalksandsteinbänken.

d) Knollenkalk (Anis), 100 m
Die basalen Schichten des Anis stellen dunkle, gut gebankte, wulstig knollige Kalke ("Wurstelbänke") dar, die gelblich verwittern und von weißen Calcitadern durchzogen sind. Auf den Schichtflächen, die mergelig belegt sind, kommen manchmal Wurm-Grabgänge vor.

e) Hornsteinkalk (Anis), max. 50 m
Nördlich Sittnitz folgen auf den Flaserkalk dunkle, splittrige, etwas bituminöse, dunkle Hornsteinkalke, die durch die Nähe der Störung zum Quarzphyllit intensiv zerklüftet sind.

f) Plattendolomit (Anis oder Ladin?), 250 m
Gut gebankte, hell- bis dunkelgraue Dolomite, die gelegentlich mit massigeren Partien wechseln, folgen im Hangenden. Der Plattendolomit ist stellenweise dunkelgrau bis schwarz und bituminös, sonst hell. Teils führt er Roteisenstein auf Klüften oder als Imprägnation. Intrasedimentäre Brekzien sind ebenfalls enthalten. Bemerkenswert ist an der Zwickenberg-Straße eine Bank (1,30 m) von gebändertem, hellgrauem bis dunkelgrauem, glimmerigem Kalksandstein, graugrün verwitternd. Kleinere Störungen mit Mylonitzonen sind nicht selten.

g) Massiger Ladindolomit (Wettersteindolomit), 300 m
Der Dolomit ist massig bis grob gebankt, zuckerkörnig, hell- bis dunkelgrau, mit sandig-rauher Oberfläche (Dolomitasche) verwitternd. Gelegentlich sind Querschnitte von calcitisierten Diploporen enthalten. Der Übergang zur gebankten Fazies ist meist sehr undeutlich, da sich die Riffazies kontinuier-

lich aus ihr entwickelt.

h) Plattendolomite und -kalke (Ladin, Teil der Jaukenserie VAN BEMMELENs, 1957, S.186), 80 m

Bei der Jaukenserie handelt es sich um gut bebankte, graue Dolomite mit rauher Bruchfläche, denen hellgraue Plattenkalke mit glatter Oberfläche und muscheligem Bruch sowie selten graue, max. 1 m dicke Mergelbänder eingelagert sind. Dieser Serie sind eingeschaltet:

i) Die "Grünen Schichten" (Ladin), 160 m

Infolge ihrer markanten Fazies wurden sie als eigener Leithorizont auskartiert. Sie gliedern sich wie folgt. Hangend:

Mergel, daneben gebankte Dolomite, dünnbankige Kalke, dünne, mürbe Rauhwackelagen - 75 m.

Rauhwacken - 35 m.

Mergel, daneben dünnbankige Kalke und dünne, mürbe Rauhwackelagen - 50 m.

Am Weg Schröttelhof - Rosenberg wurde aus der mittleren und hangenden Partie folgendes Profil aufgenommen. Hangend:

7.00 m Unter Hangschutt Dolomit, grau, massig bis schlecht gebankt (zur Jaukenserie zählend).

1.00 m Mergel, grau.

2.00 m Dolomit, gebankt.

43.00 m Mergel, dunkelgrau bis graugrün, Kalke und Kalkmergel, hellgrau, max. 20 cm dick. Dünne Rauhwackelagen, aschgrau, mürbe, körnig-porös. Selten Talklagen, gelbbraun bis rötlichbraun, max. 5 cm dick.

2.00 m Rauhwacke.

10.00 m Mergel und Kalkbänkchen, w.o.

20.00 m Mergel, grau.

35.00 m Rauhwacke, kompakt, hell- bis dunkelgrau, gelblich und grauweiß verwitternd, zellig-porös, Zellen mit toniger Substanz gefüllt. Dünne Mergellagen sind eingeschaltet.

Vulkanische Einstreuungen wurden nicht gefunden.

Da die karnischen Cardita-Niveaus infolge einer Querstörung fehlen, konnte das Nor nur vermutlich abgegrenzt werden. Hinzu kommt noch, daß sich nach VAN BEMMELEN (1957, S.186) die Jaukenserie lithologisch über die Carditaschichten in den tieferen Teilen des Hauptdolomits fortsetzt.

k) Plattendolomit (Nor), 425 m erschlossen

Die basalen Partien gleichen stark den Dolomiten der Jaukenserie und sind daher schwer von ihnen zu trennen. Im allgemeinen sind sie etwas dickbankiger, enthalten aber auch bis 50 cm starke Mergelpakete. Darüber folgen Plattendolomite, oft feinstreifig, teils bituminös und gelegentlich auch mit Asphaltschiefern. Sie gehen ohne scharfe Grenze über in den

1) Massigen Hauptdolomit (Nor), mehr als 1000 m
Im seiner Massenfazies tritt manchmal Grobbankung auf. Der Dolomit ist grau bis bräunlich, zuckerkörnig und gelegentlich bituminös. Der Ansicht SCHLAGERs (1963, S.65), daß es sich um ehemalige Riffe handelt, schließe ich mich an. Eine gewisse Bankung ist geradezu typisch für solche organogenen Bauten. Im Malm der germanischen Fazies ist sie z.B. allgemein bekannt. Häufigere Brekzienlagen konnten ebenfalls gefunden werden. Die Schiefer und Bitumendolomite der Seefelder Fazies werden stratigraphisch nicht mehr erreicht.

2. Tektonik

Die Oberdrauburger Gesteine formen eine Mulde, deren Achse bei westlichem Einfallen vom Doblbach bei Simmerlach bis zur Querstörung westlich Schrottenberg E-W streicht. Westlich der Störung ist die Muldenachse sicher versetzt. Das umbiegende Streichen der norischen Dolomite ist aber noch festzustellen (Abb.2).

An drei Seiten wird die Mulde von Störungen umrahmt, im S stößt sie an die Schotterterrassen und Alluvionen der Drau. Die Nordstörung stellt eine Aufschiebung seitens des Quarzphyllits dar, wie sie VAN BEMMELEN (1957, S.195) von der ehemaligen Antimongrube am Rabant-Berg erwähnt. Deren Nordfallen findet durch den morphologisch bedingten Störungsverlauf, einen Nordknick im Seitenbach des Wurlitzgrabens bei der Schottenmühle (P 933), eine Bestätigung. Fast entlang der ganzen Ruptur sind die triadischen Gesteine intensiv zerklüftet und mylonitisiert (BECK 1939, S.33; TOLLMANN 1963, S.64).

An der Oststörung der Mulde ist der Grödener Sandstein auf den Quarzphyllit geschoben. Hierfür spricht das Westeinfallen der Störung mit ca. 82°, die im Steinbruch westlich der Elektrischen Anlage im Doblbach direkt erschlossen ist. Weitere Anhaltspunkte dafür sind östlich gerichtete Überschiebungen (im

Steinbruch) und schichtparallele, gestaffelte Aufschiebungen im Grödener Sandstein (Abb.3). Die Auf- und Überschiebungen sind jünger als der Muldenbau, wie überhaupt die Störungen die fertige Mulde konturieren und zerhacken.

Für die Westrandstörung wird gemäß dem üblichen Westfallen der Schichten eine Aufschiebung durch den Quarzphyllit vermutet. Die Querstörung, die den Muldenbau in zwei Teile zerlegt, läßt sich nordwestlich Schrottenberg durch das plötzliche Absetzen der Grünen Schichten festlegen, während südwestlich eine schichtparallele Aufschiebung angenommen wird (Abb.4). Jaukenserie und norische Plattendolomite sind infolge des Fehlens der karnischen Cardita-Niveaus schwer zu trennen.

Der Muldenbau wird am besten durch den Verlauf der Grünen Schichten markiert, denen konsequenterweise auch der Wurlitzbach folgt, indem er sein Bett in deren leicht auszuräumenden Mergeln anlegte. Im Gegensatz zu VAN BEMMELEN (1957, Prof. IB), der eine südvergente Synkline annimmt, sprechen für eine aufrechte Muldenstellung (Abb.5) zahlreiche tektonische Leitstrukturen: zunächst der symmetrische Ausbiß der Grünen Schichten, aber vor allem mehrere Faltenbilder in den ladinischen Plattendolomiten und -kalken im Liegenden der Grünen Schichten am Osthang des Wurlitzgrabens. Die Falten stehen meist aufrecht und zeigen selten leichte N- oder S-Vergenz. Die Faltenachsen harmonieren mit dem großen Muldenbau, d.h. sie verlaufen $\pm$ E-W und fallen alle steil nach W ein. Die Kleinfalten sind also gleichzeitig mit der Großmulde entstanden. Ein Abbild der aufrechten Mulde stellt ein normaler Kleinfaltenbau in den Grünen Schichten dar, der durch weitere Kompression zerschert wurde (Abb.6). Seine b-Achse läßt sich konstruktiv als annähernd E-W-verlaufend ermitteln.

Am Doblbach, nordwestlich Simmerlach ist der seigere und oben schon etwas zugedrückte Nordflügel der Mulde im anisischen Knollenkalk direkt zu sehen (ss $140^{\circ}/85^{\circ}$ N). Nördlich oberhalb Oberdrauburg erreichen die ladinischen Plattendolomite des Südflügels ebenfalls seigere Stellung (ss $135^{\circ}/90^{\circ}$) und fallen teils sogar steil nach S ein.

## II. Die Tristacher Schuppe

### 1. Stratigraphie

Ein weiterer Komplex an der Nordseite des Drauzugs, je-

doch von diesem abgetrennt, ist die Permo-Trias vom Tristacher See, südöstlich Lienz.

Auf Quarzphyllit folgen Grödener Sandstein, Werfener Schichten (nicht erschlossen) und Anis mit grauen Knollenkalken und untergeordnet schwarzen Mergeln sowie dunklen Hornsteinkalken (Abb.7). Möglicherweise zählen die stark zerruschelten, hangenden Partien in der Nähe der Störung zum Orthogneis schon zu den ladinischen Plattendolomiten. Die Grenze ist auch stratigraphisch unscharf. Die Aufschlüsse an der neuen Asphaltstrasse zum Tristacher See gewähren einen ausgezeichneten Einblick in die Schichtfolge und ihre Deformation. Moränenwälle, besonders am See, Schuttfächer und Bergstürze des Rauchkofel-Hauptdolomits verhüllen aber sonst weitgehend das Anstehende.

2. Tektonik

Die Tristacher Schuppe ist im NW und S von Störungen begrenzt. Im N und NE ist die Drautalstörung von Talalluvium verhüllt. Die Schuppe stößt im NW mit einer Mylonitzone an Orthogneis. Im S ist ein Bruch gegen die steil aufragende Wand des Rauchkofels zu vermuten. Zwischen dem Grödener Sandstein und dem Quarzphyllit ist eine transgressive Auflagerung anzunehmen.

Die Permo-Trias streicht WSW-ENE und fällt steil nach NNW ein. Während der Grödener Sandstein außer geringen Verbiegungen sowie schicht- und kluftparallelen Bewegungen indifferent bleibt, zeigen die Aniskalke gute Verfaltung. Ein N-S-Profil durch die Tristacher Schuppe, das entlang der Straße zum See aufgenommen und stückweise nach N ausgerichtet wurde, veranschaulicht die Verhältnisse (Abb.8).

Bis zu einer Störung im Anis, 35 m südlich der Ruptur zum Kristallin, sind nur NNW-vergente Biegefalten mit steiler bis mittelsteiler Achsenebene sowie ± aufrechte Spitzfalten zu beobachten. Eine gut ausgeprägte disharmonische Falte in einer Wechsellagerung von grauen, gebankten Kalken, dunklen Flaserkalken und hellgrauen Kalkmergeln des Anis mit ausgequetschten Innenschenkel im Muldenkern fällt besonders auf (Abb.9, Fig.3 in Abb.8). Charakteristisch ist das disharmonische Verhalten zwischen Kalken und Kalkmergeln, die sogar Schieferung zeigen. Diese wurde später durch schichtparallele Bewegungen, die auf eine weitere Auspressung des Muldenkerns hinzielten, noch sigmoidal geschleppt.

Nördlich der Störung tritt jedoch eine SSE-vergente, schiefe Falte auf, die durch sekundäre Klüfte und Kleinstörungen stark zerbrochen ist (Fig.1 in Abb.8). Überhaupt nehmen Klüfte und Frakturen in der Umgebung des Kristallins ständig zu, bis sie eine völlige Mylonitisierung des Gesteins verursachen.

Im Beanspruchungsplan spiegeln sich also zwei Bewegungsakte wider, die auf Pressung zurückzuführen sind. Zunächst der Zusammenschub, der eine Steilstellung und Verformung der noch ± plastischen Permo-Trias in NNW- und SSE-vergente sowie aufrechte Falten bewirkte, dann die Destruktion des totgefalteten Materials durch Brüche bei weiterer Einengung. Daher ist auch eine Aufschiebung seitens des Kristallins zu vermuten, das die triadischen Gesteine oben zudrückte.

Im ersten Akt tritt gleichzeitig mit der Kompression eine Längung in achsialer Richtung (WSW-ENE) durch Schrägabschiebungen an Querbrüchen und einer Schar von Diagonalbrüchen (hier nur $D_1$) auf, daneben finden sich örtlich Aufschiebungen (Abb.10).

Vermutlich gleichzeitig mit der Destruktion der verfalteten Gesteine oder etwas später erfolgte die ± südvergente Verschuppung und damit eine Verdrehung der permo-triadischen Sedimente aus der E-W-Richtung. Diese ist umso wahrscheinlicher, da das WSW-ENE-Streichen der Schichten und Achsen (Abb.11) vom üblichen E-W-Streichen der Lienzer Dolomiten abweicht und im Grödener Sandstein veränderte Streichwerte von Quer- und Diagonalklüften (Abb.12) nachzuweisen sind, die sich auf die Faltenachsen der Schuppe beziehen (Abb.13).

3. Das benachbarte Kristallin

An der NW-Seite wird die Tristacher Schuppe von Orthogneis, der große Feldspataugen aufweist, begrenzt. Im Störungsbereich ist er stark zerrüttet. Auffällig ist, daß sich das Einfallen des Gneises zur Fraktur hin bedeutend versteilt, was wahrscheinlich mit einer Schleppung beim Zudrücken des Grabenrandes zusammenhängt.

Der Quarzphyllit, der besonders an der Straße zum Kreithof gut erschlossen ist, zeigt neben gelegentlicher ursprünglicher Schichtung eine ausgeprägte Runzelung (Kleinfältelung) mit WSW- bis SW-streichenden Achsen, die entweder horizontel liegen oder flach nach NE oder SW fallen (Abb.11). Die Runzelungsachsen würden mit den alpidisch angelegten des Quarzphyllits zwischen Gödnach und Nikolsdorf harmonieren, wenn man die Verstel-

lung der Tristacher Schuppe rückgängig machte. Q- und D-Klüftung sind im Phyllit gut ausgebildet.

## III. Tektonik des Lavanter Zuges

Unter dem Lavanter Zug sind die Sedimente von Rhät, Jura und Neokom zu verstehen, die in E-W-Richtung von Lavant bis in die Gegend von Aßling im Pustertal streichen. Nach VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, Taf.1) stellt der Ostteil einen Teilgraben dar, in dem die Sedimente synklinal verbogen sind, während ich den Westteil zum Nordschenkel der Lienzer Antiklinale rechne. Durch seine spezielle Randlage und die Faltungsfreudigkeit seiner tonig-kalkigen Wechsellagerungen ist der Zug für die tektonische Analyse von besonderem Interesse.

### 1. Die Umgebung von Lavant

Im Kreuzweg zu den beiden Wallfahrtskirchen von Lavant, an seiner südwestlichen Fortsetzung sowie in der Schlucht des Haslerbaches, sind besonders in den inkompetenten Schichten des Neokoms, den Schiefern, Mergeln, Kalkmergeln und Sandsteinen, gut ausgeprägte kleintektonische Strukturen aufzufinden (Abb.14). Auf das Neokom folgt, durch eine vermutlich schichtparallele Störung getrennt, das Rhät mit Plattenkalken, Riffkalk und Kössener Schichten mit Avicula contorta. Das Bild der allgemein E-W streichenden und steil nach N fallenden Serie wird von Verfaltungen unterbrochen.

a) Die Falten und das zugehörige Kluftsystem

Auffallend ist, daß größere aufrechte Falten mit einer Wellenlänge von 60 m sowie kleinere NNE- und S- bis SSW-vergente Biege- und Knickfalten nebeneinander auftreten. Sie sind mit ± E-W streichenden und, bei einer Ausnahme, mit nach W fallenden Achsen einer Beanspruchungsphase zuzuordnen.

Die einzige NNE-vergente, schiefe bis überkippte Biegefalte in grauen Sandsteinbänken und Mergeln zeigt eine mittelsteile Achsenebene sowie gut ausgeprägte, etwas gefächerte Schieferung (Abb.15, Fig.4 bei Abb.14). Auch hier bestätigt sich die Regel, daß die Schieferung im normalen Flügel steiler als die Schichtung steht, während das Umgekehrte im überkippten Flügel der Fall ist. Eine Materialwanderung muß von den ausgedünnten Schenkeln in das verdickte Faltenscharnier erfolgt sein.

Es überwiegen aber die S- und SSW-vergenten Faltenbilder. Abb.16 stellt einen Knicksattel in einer Sandstein-Mergel-Wechsellagerung dar, in dem die überkippten Schenkel teilweise von den sie überfahrenden Normalflügeln abgeschert wurden. Eine weitere SSW-vergente Knickfalte, bei der sich die Faltung langsam nach oben ausgleicht, ist in den Mergeln der Haslerbach-Schlucht angeschnitten (Abb.17). Im Kreuzweg zu den Wallfahrtskirchen kommt noch eine S-vergente Biegefalte in Kalkmergeln mit deutlicher Fächerung der Schieferung bzw. Schieferungsklüftung hinzu (Abb.18). Ihr Charakter ähnelt stark den Merkmalen der Falte in Abb.15. Eine etwas eigenartige Stellung nimmt eine ebenfalls SSW-vergente Falte ein, deren Achse ausnahmsweise, wahrscheinlich nachträglich verstellt, nach E einfällt (Abb.19). Ihre abweichende, materialbedingte Deformation in einer Wechsellagerung von schwarzen Tonschiefern und dunklen, dicken Kalkbänken äußert sich in isoklinalen Verformungen mit aufgeblähtem Scharnier ("Beulenfalte").

Evident ist die Zunahme der S-vergenten Falten im N, in der Nähe zum Rand des Pressungsgrabens, was für eine gewisse Stauung der inkompetenten Schichten bei der NNE-SSW-Einengung in Kristallinnähe bzw. ein Zudrücken des Grabenrandes durch das Kristallin spricht.

Mit der Verfaltung ± gleichzeitig sind Schieferung sowie Q-, L- und D-Klüftungen entstanden. Besonders Q- und L-Klüftung sind stark ausgeprägt und zeichnen auf die Schichtflächen der festeren Bänke ein Rechteck- oder Rautenmuster, das mit der Bankdicke großflächiger wird (Abb.20).

Mit der NNE-SSW-Kompression wird notwendigerweise eine Längung in achsialer Richtung verbunden sein. Sie äußert sich durch staffelförmige Schrägabschiebungen an NNE-streichenden Querbrüchen (mit Ausnahme einer Diagonalstörung), die in diesem Fall (Abb.21) en bloc verstellt worden sein müssen.

b) Die Verschiebungen

Auf die Totfaltung des Ausgangsmaterials erfolgte bei weiterer Einengung eine Destruktion durch ein System von Zerscherungen. Charakteristisch sind die immer wieder auftretenden konvergenten Überschiebungen, die sich gestaffelt an ± parallelen Verschiebungsflächen vollziehen, die längs oder diagonal zum vorliegenden Faltenbau verlaufen (Abb.22), wobei die

einzelnen Gesteinsbänke deutlich geschleppt werden. Die Überschiebungsbahnen mit den gegenläufigen Vergenzen durchsetzen sich gleichmäßig. Sie dürften gleichzeitig entstanden sein. Der Verschiebungsvorgang zielte bei tangentialer Einengung auf eine Hochpressung des Materials, da allein in der Vertikalen noch Raumfreiheit herrschte. Ein weiteres Beispiel einer NNE-vergenten Aufschiebungsschar, die an Längsbrüchen einen Faltenschenkel unter Schleppung der einzelnen Bänke und auch der Schieferung zerlegt, ist in einer Sandstein-Mergel-Wechsellagerung erschlossen (Abb.23, Fig.2 in Abb.14). Je mehr man sich dem Rand der Drauzug-Sedimente nähert, desto intensiver wird die tektonische Beanspruchung. Gegenüber den Aufschiebungen dominieren hier flache Überschiebungsbahnen (Abb.24). Die Tonschiefer sind vielfach stark durchbewegt und verruschelt. Beachtenswert ist eine flach gewellte, ENE streichende Überschiebungsfläche mit N-S gerichteten Gleitstreifen, die durch Schleppung ihrer hangenden Mergelschiefer und Spezialfältelung ihrer liegenden Kalk- und Tonschiefer-Bänkchen eindeutige S-Vergenz verrät (Abb.25). Sie ist als direktes Indiz für das sekundäre Zudrücken des Drauzug-Randes durch das Kristallin zu betrachten.

2. Die West-Fortsetzung

Von Lavant streicht der Zug gegen W über den Kreithof und seine Umgebung, die Amlacher Wiese, die Dolomitenhütte und den Stadtweg, an dem er westlich der Galitzenklamm wieder die Drau erreicht. Nur im Mordbichl tritt er über den Fluß, im allgemeinen folgt er dessen Südufer, an dem er sich über die Rötenbach- und Gamsbach-Schlucht bis in die Gegend von Aßling hinzieht.

Tektonik

Neben untergeordnet aufrechten Falten treten wieder N- und S-Vergenzen auf, die ineinander übergehend im gleichen Schichtpaket zu finden sind. Dies sei an zwei Beispielen erörtert. In einer Wechsellagerung von Kalken und Mergeln des Rhäts tritt nahe der Pusterlinie in einer Wand eine große nordvergente Mulde mit lokalem südvergentem Rückstau in einer Spezialfalte auf (Abb.26). Das andere Beispiel stellt eine Kalkmergel-Schiefer-Wechsellage des Neokoms ebenfalls in Hauptstörungsnähe dar. N- und S-Vergenz treten gemeinsam infolge Stauung der disharmonisch verformten Gesteinsarten auf. Durch Stauwirkung beim

Zusammenschub ist wohl ebenfalls die Torsion der Achsenebenen und das Abscheren von Faltenflügeln zu erklären (Abb.27).

N-Vergenz zeigen die große Verbiegung von Kalken und Mergeln des Rhäts an der Dolomitenhütte sowie die grauen und roten Jurakalke und -mergel in der Schlucht des Rötenbachs (Name!) vor der Einmündung in die Drau und auch, neben aufrechten Falten, der Jura der Gamsbach-Schlucht südöstlich Aßling. Ausnahmsweise kommen in den Jurakalken am Stadtweg auch Spezialfalten mit nach N abtauchenden Faltenscharnieren vor. Daneben ist auch reine S-Vergenz zu beobachten, z.B. zeigen die jurassischen Kalke und Schiefer am Stadtweg Spitzfalten und durch schichtparallele Zergleitungen entstandene Abquetschung von Faltenschenkeln (Abb.28). Eine gewisse Ausnahmestellung nimmt ein SE-vergenter Kleinsattel in Kössener Schichten an einer Forststraße südöstlich vom Kreithof ein, dessen Achsen-Mittelebene relativ flach liegt (Abb.29). Hierdurch könnte sich das Abweichen des speziellen Faltenachsenverlaufs von der ost-westlichen Hauptrichtung erklären (vergl. SCHWAN 1965).

An Q- und D-Klüften in den Jurakalken am Stadtweg, südlich der Galitzenklamm, sind wiederum gestaffelte Schrägabschiebungen vorhanden, die die Längung des Gebirges in achsialer Richtung betonen. Besonders in den Neokommergeln und in den Tonschiefern der Kössener Schichten ist Schieferung weit verbreitet. Zonenweise tritt auch weitständige Schubklüftung und Knikkung auf. Häufiger sind auch die konvergenten Aufschiebungen des zweiten Beanspruchungsaktes wieder aufzufinden.

3. Die Intrusivgesteine der Amlacher Wiese-Folge.

In der Amlacher Wiese-Folge (Neokom) kommen an einigen Stellen kleinere Intrusivkörper eines Magmagesteins vor. Schon GEYER (1901) hat bei Thal a.d.Drau ein Magmagestein entdeckt, das dort die Liaskalke gangförmig durchbricht. F. BECKE hat das schwarze schuppige Gestein, wie GEYER mitteilt, als biotitreichen Kersantit bestimmt. CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1943, S.5) und CORNELIUS-FURLANI (1953, S.289) nennen mehrere Vorkommen südlich des Rauchkofels. Von dem "Vorkommen Tristacher Alm" schreibt MUTSCHLECHNER (1952, S.194): "Es scheint sich um eine im Querschnitt linsenförmige Einschaltung zu handeln". Über das "Vorkommen Kreithof" berichtet er, das Nebengestein sei vom "Magmagestein schräg abgeschnitten. Der mit Pyrit vererzte Kon-

takt ist gut sichtbar." Weiterhin: "Beide Vorkommen zeigen nur scheinbar eine streng schichtparallele Einordnung. Tatsächlich schneiden sie die Bänke des Nebengesteins, wenn auch unter spitzem Winkel. Sie sind daher echte Gänge." MUTSCHLECHNER übernimmt die Bezeichnung "Glimmerkersantit" und gibt eine Skizze des "Kreithofer Vorkommens". VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.223) sprechen ebenfalls von "Glimmerkersantitintrusionen", von denen sie noch kleinere im Kohlstatt-Bach fanden.

Da das "Vorkommen Kreithof", das ca. 600 m südwestlich vom Kreithof liegt, durch den Bau eines neuen Forstweges noch besser zum Vorschein kam, wurde von ihm ebenfalls eine Skizze (Abb.30) gezeichnet. Insgesamt ließ es sich mit einer Ausbißbreite von ca. 20 m und einer Dicke von einigen Metern (Liegendes noch nicht erfaßt) über eine Strecke von 320 m auskartieren. Im erschlossenen Teil verläuft das Magmagestein tatsächlich parallel den Neokom-Mergeln und wirkt wie ein Lagergang. An seiner erschlossenen Hangendgrenze sind die Mergel zu hartem, schwarzem Hornfels umgewandelt.

Bei einer mikroskopischen Untersuchung des angeblichen "Glimmerkersantits" im Dünnschliff konnte das am weitesten verbreitete Gestein als "dunkle Hornblende-Minette" (Abb.31) identifiziert werden. Daneben tritt noch eine helle Varietät der Hornblende-Minette (Abb.32 und 33) auf, außerdem eine Varietät, die nach TRÖGER (1935, S.102) am besten als "dunkle Augit-Minette = Prowersit" (Abb.34) zu bezeichnen ist, da ihre Minerale prozentual gut mit dem dort beschriebenen Gestein übereinstimmen.

Die Struktur der Minette ist holokristallin und richtungslos körnig, die Minerale sind idiomorph. Die Zusammensetzung ergibt sich wie folgt:

| | Dunkle Hbl.-Minette | Helle Hbl.-Minette | Dunkle Augit-Minette |
|---|---|---|---|
| Orthoklas | 45 % | 60 % | 50 % |
| Gem. Hornblende | 33 % | 30 % | 2 % |
| Biotit | 15 % | 2 % | 30 % |
| Diopsid | 3 % | 4 % | 17 % |
| Apatit | 2 % | 3 % | 1 % |

Am häufigsten tritt Orthoklas auf, perthitisch, manchmal Karlsbader Zwillinge zeigend, gelegentlich sind Serizit-Schüppchen eingeschlossen. Oft zersetzt er sich schon in Zeolith. Zahlenmäßig folgt darauf Gemeine Hornblende, Biotit, der bisweilen etwas chloritisiert ist, Diopsid, Apatit und akzessorisch Erz.

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß das gangartige Auftreten der Hornblende-Minette, der gute Erhaltungszustand der Einzelkristalle und die geringe Umwandlung für eine postorogene Intrusion sprechen. Das Ganggestein ist sicher als Derivat eines tonalitischen Magmaherdes im Untergrund der alpin-dinarischen Naht aufzufassen (s.a. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, Taf.3).

## IV. Die Flaschberger Mulde

Ein Zug von Kössener Schichten und Plattenkalk zieht E-W streichend vom Pirkner Bruch über Kolbner Spitz, Flaschberger Wald, Silberbach, von hier nach NE umbiegend, über Gailbergstraße und Rewischkopf bis an die Drau. SCHLAGER (1963, S.90) hält ihn mit Recht für eine zum größten Teil "im N gekappte Mulde". Wenn man die einzelnen Kalkzüge der Kössener Schichten im Bereich des Silbergrabens auskartiert, wird das umlaufende Streichen der Schichten deutlich (Abb.35, s.a. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, Taf.1). Die zu den Kössener Schichten zählende, grobbankige bis massige Kalkplatte und die darunter liegenden schwarzen Tonschiefer südlich Ötting (SCHLAGER 1963, S.105) zählen bereits zum Nordflügel der aufrechten Mulde. Die Muldenachse, die sich aus den Lagerungsverhältnissen ermitteln läßt, wird im Silbergraben durch eine schon bald im S ausklingende Störung abgeschnitten und sicher auch versetzt, da sie sich in den steil nach NW fallenden Serien östlich der Gailbergstraße nicht wiederfinden läßt.

### 1. Der Muldenteil westlich des Silbergrabens

Nur westlich Flaschberg ist der Nordflügel der Mulde streckenweise in Form von rhätischen Plattenkalken und Hauptdolomit erhalten geblieben (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, Taf.1). Im allgemeinen sind die Kalke und Tonschiefer der Kössener Schichten, deren E-W-Streichen die Oberläufe der Bäche folgen, steil gelagert. An Verfaltungen treten aufrechte und meist schiefe, seltener überkippte Biege- oder Knickfalten auf,

deren Achsen bei wechselndem Fallen ± E-W streichen, und deren Scharniere steile N- oder S-Vergenzen zeigen, die gleichzeitig nebeneinander auftreten können (Abb.36). Manchmal sind die Achsenmittelebenen im inkompetenten Material intern verbogen. In der Di- und Konvergenz der Kleinfalten auf den Flanken des Großfaltenbaus spiegelt sich eine durch N-S-Kompression wirksame Faltungsphase wieder.

2. Der Muldenflügel östlich des Silbergrabens

Vom E-W streichenden Südflügel der Flaschberger Mulde biegen die Kalk- und Tonschieferserien der Kössener Schichten über den Silbergraben nach NE ab, um dann wieder etwas flacher nach ENE zu verlaufen. Die Achse der Umbiegung streicht NW-SE. Mehr oder weniger parallel zu dieser Hauptachse verlaufen die Achsen vieler Kleinfalten, die wahrscheinlich gleichzeitig mit ihr entstanden sind. Sie besitzen eine Wellenlänge bis zu 20 m, laufen parallel zueinander und fallen gleichsinnig steil nach NW ein, ähnlich einer Achsenrampe. Wo sich das Streichen der großen Umbiegung wieder der E-W-Richtung nähert, paßt sich auch das Achsenstreichen der Kleinfalten an, indem es in diese Richtung einpendelt (Abb.36). Durch eine räumlich verbreitete, flache Wellung der plattigen Kalke, die wohl schon syngenetisch entstanden ist, werden E-W-Achsen vorgetäuscht. Eine Faltenüberlagerung scheidet jedoch aus.

Entsprechend dem Verlauf der Kleinfaltenachsen ergaben sich neben aufrechten auch SW- und NE-vergente Verfaltungen mit mittelsteilen bis steilen Mittelebenen (Abb.37). Ein disharmonisches Verhalten zeigen einige gelbbraune Kalkbänke in den schwarzen Schiefern (Kössener Schichten), die auf Beanspruchung mit Zerscherung oder Spezialfältelung reagieren (Abb.38).

Eine gewisse Sonderstellung nehmen Faltenbilder mit SW- und SSW-Vergenz ein. Sie zeigen starke Deformation durch einseitigen Druck: isoklinale Schenkel mit aufgeblähtem Faltenscharnier ("Beulenfalte", Abb.39) und teils steile Faltenaufschiebung (in Abb.37). Trotz der Di- und Konvergenz der Kleinfalten, deren Übergänge schon auf kleinem Raum zu sehen sind, entsprechen sie einer Einengungsphase, einem Zusammenschub aus NE- und SW-Richtung.

Im Bereich des Silbergrabens ist der Südflügel der Flaschberger Mulde durch Wiederholung von Plattenkalk und Kössener

Schichten verschuppt, wie ein Profil (Abb.40), das entlang dem Silberbach und der Gailbergstraße aufgenommen wurde, zeigt (s.a. SCHLAGER 1963, Taf.5). Und zwar stellt der Plattenkalk eine NNW-vergente Faltenaufschiebung an einer Störungsfläche dar, die südlich vom Wasserfall Silbergraben und Gailbergstrasse in E-W-Richtung schneidet (Abb.41). Südlich der Fraktur sind in den Plattenkalken nur noch N- bis NNW-vergente Faltenbilder (Abb.42) zu beobachten, wie überhaupt nordvergente Schlepp- oder Stauchfalten auf der Südflanke der Flaschberger Mulde bei weitem überwiegen.

Zur Mehraktigkeit der Bewegungen ist zu sagen, daß Faltung und Schieferung ± gleichzeitig entstanden. Damit verbunden, vollzog sich an Q- und D-Kleinbrüchen eine Dehnung in achsialer Richtung durch gestaffelte Schrägabschiebungen, die neben gelegentlichen Aufschiebungen besonders schön im massigen bis grobgebankten Rhätkalk südlich Ötting zu sehen sind.

Etwas später entwickelten sich lokal zwei Schubklüftungen, $s_2$ und $s_3$, mit immer größer werdendem Abstand. Gelegentlich ist Knickung ausgebildet, mit einem bis mehreren cm Klufabstand. An einem Kluftpaar wurde eine Versetzung und Schleppung der vorausgegangenen Schieferung und Schubklüftungen beobachtet (Abb. 43). Weiterhin sind wieder N- und S-vergente Aufschiebungen festzustellen.

Instruktiv bezüglich eines mehraktigen Beanspruchungsplans sind auch Strukturen, die an der N-S verlaufenden Störung im Silbergraben bei P 866 beobachtet wurden. Die Ruptur versetzt die Achse der Gailbergantiklinale und ist daher jünger als die Großfaltung. Sie trennt Plattenkalk und gut gebankten Hauptdolomit und ist durch eine tektonische Brekzie mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern gekennzeichnet, die der Bruchfläche ($138^{\circ}/35^{\circ}$ NE) besonders im W des Silbergrabens auflagert. Der graue, gelbliche und schwarze Mylonit besteht aus aufgearbeitetem, wiederum dolomitisch verkittetem Hauptdolomit und enthält oft noch kleine Schollen des bituminösen Plattendolomits. Nach der Anlage der Ruptur erfolgten zwischen ihrer geneigten Fläche und der hangenden Brekzie nochmals Schleppbewegungen. Außerdem treten in der Dolomitbrekzie selbst schalige Harnischflächen mit Gleitstriemen auf, die mehrmaligen, rhythmischen, plötzlich absetzenden Richtungswechsel - an einem Beispiel (Abb.44) fünfmal - zeigen. Wahrscheinlich glitten die Mylonitblöcke gravitativ aneinander ab.

## V. Das Gebiet um die Tscheltscher Alpe und den Lumkofel

Im SE der zentralen Lienzer Dolomiten und an ihrer Südrandstörung liegt ein Gebiet gut verfalteter Schichten, vor allem des Rhäts, das wegen seiner speziellen Lage und der Inkompetenz seiner Gesteine besonders untersucht wurde (Abb.45).

SCHLAGER (1963, S.84) teilt den hier gewählten Ausschnitt aus der "Tscheltscher Grabenzone" von S gegen N folgendermaßen ein:

1. Antiklinale des Lumkofels
2. Mulde der Tscheltscher Alpe
3. Antiklinale des Tscheltscher Berges

Diese Elemente verkörpern einen ± E-W streichenden Faltenbau, dessen Achsen teilweise von Sekundärstörungen versetzt wurden.

### 1. Der Lumkofel

Nach VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, Taf.1) besteht zumindest der Nordteil des Bergzuges aus Kalken der Kössener Schichten. Auf diese folgt, durch eine Störung getrennt, eine Antiklinale aus Kalken des Nors oder Rhäts (s.o. Prof.C). An der NE-Flanke des Lumkofels, die SE-NW verläuft, sind von der Schartenalm aus gewaltige liegende Falten mit N-Vergenz zu sehen (Abb.46). Im Unterschied zu VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.241) existieren sie zweifelsohne, sie sind nur perspektivisch gestreckt. Im Anschnitt senkrecht B wären sie mehr zusammengeschoben. Wahrscheinlich ziehen sie sich unter den Schuttfächern am Fuß der Lumkofel-Nordwand gegen W fort. Von einer "gewissen Nordvergenz" spricht auch SCHLAGER (1963, S.86), der sie auf das "Nachdrücken des Kristallins" an der Südrandstörung zurückführt: "Der Kristallinrand ist gerade in diesem Abschnitt auffallend stark gegen N überkippt".

Daß außerdem an dieser Stelle die aus Rhät-Mergeln bestehende Tscheltscher Mulde stark verengt wurde, ist wohl nicht nur auf die Heraushebung der Achsen der Begleitantiklinalen (SCHLAGER 1963, S.86) zurückzuführen, sondern vor allem auf eine Über- bzw. Aufschiebung der Lumkofel-Gesteine nach N, wobei noch Teile der Kössener Mergel mitgenommen worden sein können.

### 2. Die Tscheltscher Mulde

In den Kalkbänken der mächtigen Mergelpakete und den dar-

unterliegenden Plattenkalken des Rhäts, welche die Mulde formen, tritt ein Phämomen auf, das im Drauzug größere Bedeutung hat. Auf den Nordschenkeln der Mulde wurden immer wieder südvergente und auf den Südschenkeln nordvergente Schleppfalten beobachtet. Bei den Sätteln ist es umgekehrt. Hier liegen auf den Nordschenkeln nordvergente und auf den Südschenkeln südvergente Schleppfalten, ähnlich einem Schemabild, wie es ENGELS (1959, S.50, Abb.45) dargestellt hat. Die Konvergenz auf den beiden Muldenflanken beweist auch die aufrechte Stellung der Tscheltscher Mulde (s. Riebenkofel-Mulde in Abb.50), während die Divergenz auf den Sattelflügeln der Tscheltscher Antiklinale wiederum für deren aufrechte Position spricht. Auf Grund des Vergenzwechsels der Schleppfalten läßt sich auch annähernd der Achsenverlauf der Tscheltscher Mulde rekonstruieren, der WNW-ESE gerichtet ist, wobei die Achse, ± mit den Kleinfaltenachsen harmonierend, nach WNW einfällt (Abb.45).

## VI. Das Gebiet von Abfaltersbach

Das Westende der Lienzer Dolomiten bildet ein allseitig von Störungen begrenzter Sattel- und Muldenbau aus Schichten des Anis und Ladin mit E-W und WSW-ENE streichenden Achsen (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, Taf.1). Der im Lauf des Wildbachs eingeschuppte Grödener Sandstein und Phyllit ist zu bestätigen.

Besonderes Interesse galt den direkt an der Pusterlinie am Südufer der Drau gelegenen Anis-Kalken und -Mergeln, die stellenweise recht zerrüttet sind. Parallel zur Hauptachse des Faltenbaues verlaufend, sind hier WSW bis SW streichende und flach bis mittelsteil nach SW fallende Kleinachsen typisch. Die Vergenz der Biege- und Knickfalten geht entsprechend mittelsteil bis steil nach SSE und SE. Auffallend sind liegende Falten, bei denen infolge Achsenstreuens ausnahmsweise auch E-Vergenz auftreten kann (Abb.47). Nach SCHWAN (1965) lassen die streuenden Achsen aber oft nicht den Rückschluß auf die Hauptschubrichtung zu, sind aber wohl ein Indiz für große Beanspruchungsintensität. Überhaupt treten solche Liegendfalten im Drauzug höchst selten auf.

Gleichzeitig mit der Faltung vollzog sich in achsialer Richtung eine Dehnung infolge gestaffelter Schrägabschiebungen an gekrümmten D-Kleinbrüchen.

Die Kleinfaltenbilder mit ihrer ± einheitlichen Vergenz sind als Schleppfalten auf der Nordflanke einer Großmulde zu deuten, da die Verhältnisse denen der Tscheltscher Mulde (Abb. 45) gleichen. Die SSE- bzw. SE-Vergenz der Schleppfalten, ebenso wie eine in den anisischen Knollenkalken des Rauchkofels beobachtete SSE-vergente, überkippte Biegefalte sprechen aber gegen einen verschuppten, nordvergenten Faltenbau.

Auf ein gravitatives Abgleiten von Kleinschollen im Sinne VAN BEMMELENs deuten gewölbte Gleitflächen (Schaufelflächen oder listrische Flächen - Bezeichnung von E. SUESS) mit SE gerichteten Rutschstreifen (Abb.48). Sie durchsetzen die gebankten Anis-Kalke meist willkürlich, manchmal verlaufen sie schichtparallel. Ihre Entstehung ist sekundärer Art, da sie die schon vorliegenden Verfaltungen durchschneiden. Festgestellt wurden solche Strukturen süd-östlich Abfaltersbach in einem Steinbruch nahe der Draubrücke und am Südufer der Drau nordwestlich der Strudelhütte, wo in massigen Kalken Schaufelflächen mit SSE streichenden Gleitstreifen auftreten.

Eine ebensolche Deutung im Sinne der Gravitationstektonik könnte eine gewellte Aufschiebungsfläche mit N-S verlaufenden Gleitstreifen erfahren, wenn man annimmt, daß ihr nördlicher Teil durch die Drau erodiert wurde und sich spiegelbildlich zu der noch vorhandenen Reliktstruktur verhalten hat (Abb. 49). Eine Erklärung durch fortschreitende Kompression liegt jedoch auch im Bereich des Möglichen.

## VII. Das Querprofil der Lienzer Dolomiten

Das Profil Abb.50 durchzieht die Lienzer Dolomiten an ihrer breitesten Stelle, von Tristach bis nahezu nach St. Lorenzen im Lesachtal (s.a. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, Taf.2, Prof. D-D').

Im N ist südfallender Orthogneis südvergent gegen die permo-triadischen Gesteine der Tristacher Schuppe aufgeschoben. Diese wiederum scheint gegen die Hauptdolomit-Schuppe des Rauchkofels aufgeschoben zu sein. Der Dolomit ist grobgebankt bis strukturlos, nur in der Galitzenklamm zeigt er ausgeprägte aufrechte bis leicht nordvergente Falten (Abb.51). Gegen S ist die Schuppe auf die Neokom-Gesteine der Amlacher Wiese geschoben, in denen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.241) eine Synklinale sehen. In ihrem Südflügel bilden Rhät-Riffkalke am Weißstein

eine nordvergente Verbiegung. Nach S schließen sich ladinische Plattendolomite und Carditaschichten am Fuß der Laserzwand an, die auf Hauptdolomit geschoben sind. In der ca. 2 km mächtigen Hauptdolomitserie der Laserz-Gamsköpfe-Wand sehen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.241) eine Verdoppelung in Form einer südvergenten Mulde mit isoklinalen Schenkeln. Dem wiederspricht erstens der Ansatz einer Muldenbildung am Fuß der Laserzwand, der in den dicken Dolomitbänken vom Weg zur Karlsbader Hütte gut zu sehen ist, und zweitens die Untersuchung geopetaler Gefüge (s. Kapitel VIII), die eine konkordante Abfolge steil nordfallender Bänke vermuten lassen (Abb.53). Weiterhin widerlegen die geopetalen Gefüge vom Lavanter Graben und vom E-Hang des Bloßkofels die Synklinen des Hochstadels und des Spitzkofels. Die drei scheinbar südvergenten Mulden stellen vielmehr nichts anderes dar als die mächtige Nordflanke der Lienzer Antiklinale, die das Rückgrat der Lienzer Dolomiten bildet und die schon SCHLAGER (1963, S.92) gefordert hat. Der Scheitel der Antiklinale ist deutlich unter dem N-Gipfel des Bösen Weibele (Abb.52) zu sehen (s.a. SCHLAGER 1963, Taf.6, Fig.1). Während auf dem N-Flügel des Sattels nur nordvergente Verbiegungen zu finden sind, z.B. in den Ladindolomiten in einer Rinne auf der Westweite des Pirkner Grabens unterhalb vom Rosengarten, treten auf dem Südflügel, etwa auf der Südflanke des Bösen Weibele, nur südvergente Schleppfalten auf. Nach S ist die Hauptantiklinale auf den Grabenzug des Riebenkofels-Podlanigbaches geschoben. Die Rhät-Mulde des Riebenkofels ist die W-Fortsetzung der Tscheltscher Mulde (Abb.45), wobei sie eine aufrechte Stellung einnimmt, jedoch keinen Fächerbau darstellt. Gegen die südfallenden Jurakalke am Südhang des Riebenkofels muß sich notwendigerweise noch eine Aufsattelung einschalten. An der Südrandstörung des Profils sind Grödener Sandstein und Kristalline Schiefer nach N überkippt.

Im ganzen stellen also die Lienzer Dolomiten einen ± aufrechten Faltenbau dar, dessen Flanken intensiv verschuppt sind.

## VIII. Untersuchung geopetaler Gefüge im Hauptdolomit

Um die Lagerungsverhältnisse im Zentrum der Lienzer Dolomiten näher zu erkunden, wurden geopetale Gefüge des Hauptdolomits untersucht (Abb.53 a-e). Proben wurden gesammelt am E-Hang

des Bloßkofels (2408 m), am Steig von der Karlsbader Hütte zur Laserzwand und im Lavanter Graben.

Vorgegangen wurde nach einer Methode, die KOCH (1959) als "Sandfang bezeichnet, worunter er die Erscheinung des internen Resediments im Sinne SANDERs (1936) versteht: An der Basis von Kleinhöhlen findet sich manchmal rein mechanisch angelagerter Bodensatz, der das Oben und Unten in einer Dolomitbank verrät. Der Rest des Hohlraums ist meist durch chemisch angelagerten Kalk- oder Dolomitspat ausgefüllt.

Es genügt schon, die orientiert entnommenen Dolomitproben anzuschleifen, zu polieren und dann mit Lack oder Canadabalsam zu überziehen. Unter dem Binokular werden die geopetalen Gefüge sichtbar. Manchmal sind sie aber auch schon mit dem bloßen Auge zu erkennen. Vor allem in grobbankigen bis massigen Dolomitpartien, die grobkörnig und porös sind, fanden sich naturgemäß die Gefüge häufiger, während sie in den fein gebänderten Dolomiten zurücktraten.

An Fossilien waren Dasycladyceen (Grün- oder Kalkalgen, Durchmesser 0,5 - 1 mm), Bivalvenreste und Megalodus sp. zu finden. Intrasedimentäre Brekzien kleineren Ausmaßes wurden bisweilen beobachtet.

## IX. Zur Gravitationstektonik der Lienzer Dolomiten

VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.262 ff.) nehmen für die Lienzer Dolomiten südvergente Einengung und südvergenten Anschub des Kristallins nördlich der Pusterlinie an, die sie auf eine mesodermale Gravitationstektonik zurückführen, die mit der Hebung der Tauern-Kulmination in der Molasse-Phase der alpinen Orogenese zusammenhängen soll.

Dagegen spricht eine Reihe von Beobachtungen:

1. NNW- und SSE-Vergenzen treten nebeneinander in der Tristacher Schuppe auf, die erst nach dem Faltungsakt südvergent verstellt wurde.
2. Gleichzeitiges Auftreten von N- und S-Vergenzen im Lavanter Zug.
3. Die Hauptdolomitfalten der Rauchkofel-Schuppe in der Galitzenklamm, die aufrecht und teils leicht nordvergent sind.
4. N- und S-vergente bzw. NNW- und SSE-vergente Falten nebeneinander in der Flaschberger Mulde.

5. Die aufrechte Stellung der Oberdrauburger Mulde, wie überhaupt die Steilheit der Faltenachsenebenen und Schuppen.
6. Die Widerlegung der südvergenten Synklinalen des Hochstadels, der Laserz-Gamsköpfe-Wand und des Spitzkofels auf Grund geopetaler Gefüge. Die angeblichen Mulden zählen vielmehr zum Nordschenkel der aufrechten Lienzer Hauptantiklinale.
7. Es finden sich keine überprägten Strukturen einer vorausgegangenen "intermediären Dehnungsphase". In ihr sollen sich lokal Abgleitungen und als Kompensation daraufhin Faltungen und Anschoppungen ereignet haben (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, S.262). In der späteren Kompressionsphase müßten diese Strukturen nochmals überformt worden sein. Es finden sich aber auch keine Faltungsüberlagerungen, da nur eine Phase wirksam war, welche die Faltenstrukturen geschaffen haben dürfte.

Der Aufschiebungscharakter der Nordrandstörung der Lienzer Dolomiten dürfte ebenfalls sekundär sein. Folgende Gründe sprechen dafür:

1. Die von VAN BEMMELEN (1957, S.195) in der Antimongrube am Rabantberg beobachtete Überschiebung des Kristallins auf die bereits gefaltete, aufrechte Oberdrauburger Mulde.
2. Die Drautalstörung zwischen Tristach und dem Rabantberg, welche die Schichten spitzwinklig schneidet (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, Taf.1).
3. Die Überschiebungsstrukturen im Kreuzweg von Lavant (Abb.24, 25).
4. Die Verhältnisse an der Tristacher Schuppe, die sekundär verstellt wurde (vgl. Abschn. D II).

Überhaupt sprechen die zahlreichen Einengungserscheinungen, z.B die konvergenten oder gestaffelten Aufschiebungen, für ein sekundäres Zudrücken des Pressungsgrabens.

Auch ist die Anlage der Südrandstörung der Lienzer Dolomiten als Aufschiebung auf nordvergente Kompression zurückzuführen. Sie ist jedoch ± gleichzeitig mit der Faltung entstanden. Die Anhaltspunkte dafür sind folgende:

1. Der Grödener Sandstein der parautochthonen Hüllserie südlich der Lumkofel-Gruppe liegt nach SCHLAGER (1963, S.82) auf weite Strecken gegen N überkippt (vgl. auch Abb.50, rechts).

2. Die nordvergenten, liegenden Falten in der Lumkofel Nordostflanke (Abb.46).
3. NNW-vergente, überkippte Falten in den Werfener Schichten der parautochthonen Hüllserie bei Ladstatt.

Für weitere Kompression sprechen konvergente Aufschiebungen in Plattenkalken (Nor, Rhät?) am Bach nordöstlich Ladstatt.

Daß beim Bau der Lienzer Dolomiten auch z.T. Schwere-gleitungen von Sedimentpaketen an schaufelartig gekrümmten Rutschflächen, "Dekollements" i.S. VAN BEMMELENs, mitgewirkt haben, ist nicht zu leugnen. Sie sind jedoch jünger als die Verfaltungen, da sie diese durchsetzen (Abb.48). Von noch jüngeren, quartären Großhanggleitungen in der Schlußphase der Tektogenese wissen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.264) zu berichten.

## X. Zur Genese der Lienzer Dolomiten

Im Entstehungsmechanismus der Lienzer Dolomiten spielt bei VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.248) die Vorstellung einer Abwechslung von Dehnungs- und Kompressionsphasen eine bedeutende Rolle, während die Ansicht SCHLAGERs (1963), mit der ich weitgehende Übereinstimmung finde, auf fortwährende Kompression hinausläuft.

Der geomechanischen Deutung SCHLAGERs (1963, S.108) - "Unter dem Druck einer N-S-Einspannung wird die Kristallintafel verbogen und ... durchgeschert. Die Sedimenthülle löst sich dabei ab ... und wird in einer Mulde oder Kerbe des ehemaligen Grundgebirges angehäuft" - setzen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.248) entgegen: "Es ist ... schwer verständlich, warum die Sedimenthülle bei der Ablösung unter Druckbelastung nach unten abgequetscht und nicht nach oben ausgequetscht worden ist." SCHLAGER (1963, S.112) gibt darauf selbst Antwort, wenn er schreibt: "Ein Rest des Sedimentmantels blieb in einer Mulde des Kristallins erhalten, die E-W streichenden Ränder wurden später versteilt und zu einer Kerbe verengt, die Sedimente wie in einem Schraubstock zusammengepreßt."

Ein primäres Sedimentationsbecken muß natürlich angenommen werden, noch bevor die orogene Kompression einsetzte. Eine Dehnungsphase braucht dieser nicht unbedingt vorausgegangen zu sein. Beim Zusammenschub der Mulde wurden die Sedimente nicht

nur steil eingetieft, sondern auch stark herausgefaltet. Dabei waren die basalen Schichten der Sedimenthülle Diskontinuitätsflächen erster Ordnung. Der Sedimentmantel wurde unter Abquetschung von Schichtkomplexen vom Untergrund abgeschert, so entstand der Pressungsgraben bzw. -halbgraben. Weitere Einengung durch Versteilung der Kristallinbacken im N und S schuf die zahlreichen, nachweisbaren Destruktionsformen des Gebirges. Sie gipfelte schließlich darin, daß die Kerbe oben durch Aufschiebungen an den Rändern noch etwas zugedrückt wurde.

## E. Die Gailtaler Alpen

### I. Die westlichen Gailtaler Alpen

Sie erstrecken sich vom Gailbergsattel im W bis zum Kreuzbergsattel im E und wurden von VAN BEMMELEN und dessen Schülern kartiert (1953 - 1956).

### 1. Zur Tektonik

Besonders in der "Gailbergantikline" (VAN BEMMELEN 1957) mit ihrem breiten Muschelkalk-Ausbiß sind mannigfaltige kleintektonische Strukturen entwickelt. Es ist vor allem der Obere Muschelkalk mit seinen dünnen Kalkbänken, der extrem verfaltet wurde. Der Untere Muschelkalk und die Kalke und Dolomite der Jaukenserie sind weniger faltungsfreudig. Als Haupttyp treten im Oberen Muschelkalk immer wieder schiefe, untergeordnete überkippte Biege- und Knickfalten auf (Abb.54). Liegende Falten sind selten.

Von Bedeutung ist auch in der Gailbergantikline das Phänomen aufrechter Sättel mit divergenten Schleppfalten auf gegenüberliegenden Flanken, wie es ein Achsenplan (Abb.55) und ein dazugehöriges Querprofil (Abb.56) veranschaulichen. Entsprechende Verhältnisse wurden schon von der Antiklinale des Tscheltscher Berges in den Lienzer Dolomiten (Abb.45) beschrieben. Demnach dürfte auch der vom Muschelkalk bei Pintaer Oden gebildete Sattel (VAN BEMMELEN 1957, Taf.XVIII, Prof.III) aufrecht sein, und die Schleppfalten des breiten Streifens von Oberem Muschelkalk südlich davon müßten S-Verganz zeigen.

Somit stellen die westlichen Gailtaler Alpen einen Faltenbau mit breiten, aufrechten Sätteln und Mulden dar (s.a. VAN BEMMELEN 1957, Taf.XVIII, Profile II - VI). Parallel den Achsen des Großfaltenbaus verlaufen auch die Kleinfaltenachsen

(Abb.55). In der Gailbergantikline überwiegt hierbei WNW-ESE-Streichen (Abb.57). Nur das Achsenfallen ist uneinheitlich, es pendelt bis zu 20 Grad um die Horizontale, jeweils nach WNW oder ESE. Auf das stärkere und wechselnde Achsengefälle bei ± steilen Falten-Mittelebenen hat SCHWAN (1965, S.158) schon hingewiesen.

An Q-Kleinbrüchen treten bisweilen wieder gestaffelte Schrägabschiebungen auf, die zu einer Streckung des Gebirges in achsialer Richtung führen.

Die beiden Störungen im Bereich des Gössering-Baches, die VAN BEMMELEN (1957, Taf.XVIII, Profile V und VI) als Aufschiebungen betrachtet, sind auf Grund von SSW-vergenten Schleppfalten auf dem S-Flügel eines Sattels zu bestätigen. Sie stellen longitudinale Sattel-Schenkelbrüche dar, die genetisch mit der Verfaltung zusammenhängen.

Für die Stellung des Unteren Muschelkalks der Grafenweger Höhe als verfrachtete Scholle sprechen südvergente Falten, während in der Umgebung nur NNE-Vergenz herrscht. Außerdem ist an einer neuen Forststraße im NE des Tschrischen die mylonitisierte Störungszone zwischen Unterem Muschelkalk und Jaukenkalk erschlossen.

II. Die zentralen Gailtaler Alpen

Untersucht wurde das Gebiet zwischen dem Kreuzbergsattel im W und dem Quertal von Matschiedl-Kreuzen-Nikelsdorf im E, das von VAN BEMMELEN (1957, 1961 aufgenommen wurde. VAN BEMMELEN (1961, S.226) untergliedert das Gebirge in drei Hauptstrukturelemente:

A. Nordrand bzw. Nordrandflexur des Drauzuggrabens.
B. Zentraler Teil des Drauzuggrabens. Unterteilung in:
   B. Laka-Gasser Synklinorium im N,
   B. Mitterberg-Antiklinale im S.
C. Nordvergent angeschoppter Südrand des Drauzuggrabens.

1. Nordrand bzw. Nordrandflexur

Auf die paläozoischen Quarzphyllite der Goldeck-Gruppe folgen diskordant, aber ohne Ablösungsfläche Grödener Sandstein, Werfener Schichten, Muschelkalk und Jaukenserie. Leitende Strukturen, die durch inkompetente Lagen gegeben waren, wurden an

folgenden Stellen gefunden und untersucht, wobei von W nach E gegliedert wird: Forststraße von Oberdorf zum Nockberg, Fellbach-Graben südlich Fellbach, Straße von Techendorf zur Hinterm Brunn-Alm, Silbergraben nördlich Urbele, Weißenbachtal, unterer Kargraben, Fellbach-Graben südwestlich Gassen, Herzogbachl, Koflergraben.

Der ganze Schichtkomplex weist Kleinfaltenbilder mit WNW-ESE-streichenden und flach fallenden Achsen (Abb.58) sowie SSW-Vergenz auf. Den Hauptfaltentyp stellen je nach Beanspruchungsintensität und Gesteinsbeschaffenheit schiefe und überkippte Biege- und Knickfalten dar (Abb.59). Die miteinander harmonierenden Kleinfalten werden als Schleppfalten des Nordflügels einer Großmulde gedeutet, die ebenfalls WNW-ESE streicht und am W-Ende des Weißensees noch vorhanden ist, östlich davon jedoch durch eine Störung gekappt ist (VAN BEMMELEN 1957, Taf.XVII).

2. Das Laka-Gasser Synklinorium

Besonders das Unterrhät mit seinen plattigen Kalken und das Oberrhät mit seinen schwarzen Schiefern und eingeschalteten Kalkbänken lassen eine Analyse der tektonischen Beanspruchung zu. Untersucht wurden Strukturen im Nagglergraben, im Almbachtal und seinen Seitenrinnen, am Weg zur Boden-Alm, am Weg Boden-Alm zur Lakuzen-Alm und bei "Auf der Eben" (bei Kreuzen) an der Forststraße zur Farcher Alm. Das Rhät der Gasser Alm und von Wiederschwing sowie der Mößlacher Alm zeigte keine Leitstrukturen.

Das Hauptmaximum und die Nebenmaxima der Kleinfaltenachsen sprechen wieder für einen WNW-ESE streichenden Faltenbau (Abb.60). Neben gelegentlich aufrechten oder SSW-vergenten Verfaltungen dominiert der Typ der NNE-vergenten, schiefen Biegefalte. In den Kalken sind Q- und L-Klüftungen ausgeprägt, die Mergel der Kössener Schichten sind meist geschiefert. Im ganzen ist der Befund VAN BEMMELENs (1961, S.226 ff.) zu bestätigen, der einen WNW-ESE-Faltenbau mit N-Vergenz annimmt.

3. Die Mitterberg-Antiklinale

Nach VAN BEMMELEN (1961, S.230) besteht die Mitterberg-Antiklinale hauptsächlich aus Jaukenkalken und -dolomiten sowie Hauptdolomit und wurde an das Laka-Gasser Synklinorium nordvergent angeschoppt. Die monoton streichenden und steil stehen-

den Kalke und Dolomite zeigen jedoch keinerlei leitende Verfaltungen.

In der westlichen Fortsetzung der Antiklinale finden sich erst wieder bei St.Lorenzen im Gitschtal in den steil nach SSW fallenden Schichten des Muschelkalks und der Jaukenserie SSW-vergente, schiefe und überkippte Schleppfalten (Abb.61 und 62). Sie sind Indizien für den Südflügel eines Sattels oder den Nordflügel einer Mulde, der bzw. die dann von einer im Gitschtal vermuteten Aufschiebung des Kristallins abgeschnitten wurde (VAN BEMMELEN 1957, Taf.XVII).

4. Strukturmerkmale weiterer Kompression

Neben der Anlage von Kleinfalten und der Längung in achsialer Richtung, die wohl einem Beanspruchungsakt zuzuordnen sind, vollzog sich eine weitere Einengung des Gebirges, die sich durch konvergente Auf- bzw. Überschiebungen an Q-, L- oder D-Kleinbrüchen äußert.

Im NNE-vergenten Rhät des Nagglergrabens z.B. waren an einer Stelle in Kalken und Mergeln SE-vergente Überschiebungen zu beobachten, die teilweise schichtparallel abgefangen werden. Sie sprechen hier für eine gegenläufige, zweite Beanspruchung.

Als stratigraphische Ergänzung sei noch vermerkt, daß im Oberen Muschelkalk des Fellbach-Grabens, südlich des Wortes Fell-Bach (in Wirklichkeit Nockbach genannt), der am Nordrand der Hinterm Brunn-Alm entspringt) auf Blatt Weißbriach (1 : 25000) meterdicke intrasedimentäre Brekzien aus Kalkstükken angetroffen wurden. Sie fielen beim Bau einer neuen Forststraße infolge ihrer größeren Härte beim Bohren auf.

## III. Zur Gravitationstektonik der Gailtaler Alpen

VAN BEMMELEN (1957, 1961) faßt die intensive tektonische Deformation der Gailtaler Alpen als gravitative Reaktion ("Sekundärtektogenese") auf die Entstehung eines Grabens bzw. Halbgrabens ("Primärtektogenese") in der Südflanke der ostalpinen Geantiklinale (Tauernwölbung) auf. Die dabei entstandenen Faltungen, Anschuppungen und Abgleitungen von Sedimentkomplexen haben nach seiner Ansicht nichts zu tun mit einer Verkürzung der Erdkruste, sondern waren bestrebt, der Schwerkraft folgend, die Absenkung des Drauzuggrabens in Subphasen wieder

zusammenzudrücken und auszufüllen.

Zur Beurteilung dieser Auffassung wurde ein besonderes Augenmerk auf solche Kleinstrukturen gelegt, die gravitativ entstanden sein könnten. Das sind vor allem die von VAN BEMMELEN geforderten Schollengleitungen an schaufelförmig gekrümmten Flächen (listrische Flächen), wie sie z.B. bei Böschungsrutschungen auftreten.

Tatsächlich konnten an verschiedenen Stellen Kleinschollen, die an gebogenen Gleitflächen bewegt wurden, und deren relativer Bewegungssinn an Rutschstreifen abzulesen ist, beobachtet werden (Abb.63 und 64). Größere abgeglittene Sedimentkörper, die durch ihre unregelmäßigen Umrisse auffallen, konnten z.B. von VAN BEMMELEN (1961, Taf.13) bei Kreuzen auskartiert werden. In der Nähe, südwestlich des Ortes "Auf der Eben", war an einer neuen Forststraße zur Farcher Alm die breite Mylonitzone zwischen der überschobenen Jaukenserie und den NNE-vergenten Plattenkalken des Unterrhäts direkt erschlossen. 80 m südwestlich der Überschiebung der Jaukenserie sind ihren Dolomiten in ca. 10 m Breite graue, sandige, glimmerige Mergel mit Pflanzenhäcksel und gelbbraune, feinkörnige Sandsteine sowie ockergelbe Kalkbrocken eingeschuppt. Es sind stark zerrüttete, typische Werfener Schichten, wie sie z.B. bei Aichach (westlich Herzogbachl) gut zu sehen sind. Insgesamt sind an drei Stellen der Forststraße Werfener Schichten in mehreren Metern Dicke eingequetscht. Durch die allochthonen Werfener Gesteine und durch den deutlichen Mylonitstreifen wird der Überschiebungscharakter der Jaukenserie bewiesen!

Die Schollenrutschungen müssen sich nach der primären Gebirgsfaltung ereignet haben, da sie bereits verfalteten Untergrund überfahren, teilweise abgeschertes Fremdgestein mitführen und in sich selbst stark zerbrochen sind. Vielleicht war eine weitere Kompression auch der Auslöser für die Zerscherung und damit für das gravitative Schollenabgleiten. Durch die primäre Kompression wurde die mächtige permo-triadische Schichtfolge sehr stark eingetieft, aber auch emporgefaltet, so daß Reliefenergie für gravitatives Gleiten gegeben war.

Auf ein gewisses schwerkraft-bedingtes Nachsacken der aufgefalteten Gesteinsserien lassen wohl weiterhin folgende zwei Strukturbilder schließen: Erstens eine "Dehnungsspalte" im Unteren Muschelkalk des Fellbach-Grabens (VAN BEMMELEN 1957,S.207),

die sich an zwei steilen Längsbrüchen sekundär mit Schleppungen einsenkte (Abb.65), zweitens gekrümmte Gleitflächen in steil gestellten unterrhätischen Plattenkalken am Silbergraben bei Urbele, die fast alle schichtparallel enden, und an denen das Gestein mit Schleppungen auf die Schwerkraft reagierte (Abb.66).

1. Zur Kritik der Gravitationstektonik

Gegen die Deutung der Gailtaler Alpen allein durch Gravitationstektonik ist folgendes auszuführen:

a) Die Anlage des Drauzugs durch primärtektogenetische Dehnung und Absenkung müßte sich in primären oder überprägten Dehnungsstrukturen nachweisen lassen. Die oben erwähnte"Dehnungsspalte" ist durch sekundäres Nachsacken zu erklären.

b) Die zahlreichen ± WNW-ESE verlaufenden Kleinfaltenachsen, die mit dem Großfaltenbau harmonieren, außerdem der immer wiederkehrende Strukturtyp der schiefen bis überkippten Biege- oder Knickfalte sind Charakteristika eines einheitlichen, zeitlich fixierten Beanspruchungsplans der Pressung. Die Verfaltung selbst kann daher nicht in Subphasen unterteilt werden.

c) Wenn an der Nordrandflexur überhaupt südvergente Abgleitungen stattgefunden haben, dann sind sie jünger als die Faltung. Das Schweregleiten von Kristallinschollen der Goldeck-Gruppe muß ebenfalls hypothetisch bleiben.

d) Die sekundäre Tektogenese mittels gravitationsbedingter Bewegungen könnte nicht diesen harmonischen, aufrechten Faltenbau, wie er z.B. in den westlichen Gailtaler Alpen vorliegt, hervorrufen. Vielmehr müßte sich im allgemeinen das Zusammendrücken und Ausfüllen des Grabens durch südvergente Verfaltungen vor allem am nördlichen Grabenrand und durch nordvergente am südlichen Rand bemerkbar machen. Die nach S gerichteten Gleitbewegungen südlich der Tauernwölbung, die sich in der südvergenten Verfaltung der Oberdrauburger und der Flaschberger Mulde zeigen sollen (VAN BEMMELEN 1957, Taf.XVIII, Prof.IB), existieren nicht, da beide Mulden aufrecht sind. Außerdem wären bei gravitativem Abgleiten von N ± liegende Falten mit S-Vergenz zu erwarten, nicht aber aufrechte mit steilen Achsenebenen.

## 2. Zur Genese der Gailtaler Alpen

Auf Grund der kleintektonischen Untersuchungen werden die Gailtaler Alpen als ein Faltenbau betrachtet, der in einem Pressungs-Graben (bzw. -Halbgraben) entstanden ist. VAN BEMMELEN (1961, S.228) sieht selbst den mittleren Teil des Grabens der zentralen Gailtaler Alpen als vom S her zusammengedrückt und an der Nordrandflexur des Grabens aufgestaut an. Diese Aufschiebung an einem Längsbruch kann ± gleichzeitig mit der primären Kompression erfolgt sein. Der Abschiebungsbruch nördlich vom Weißensee (VAN BEMMELEN 1961, S.228) kann ebenso wie seine östliche Fortsetzung eine nordvergente Aufschiebung darstellen.

Zeichen weiterer Pressung sind die konvergenten Auf- bzw. Überschiebungen. Ebenso kann das Umbiegen des Gailabbruchs bei Dobra und Buchach und der Südrandstörung der Lienzer Dolomiten aus einer Abschiebung in eine nordvergente Aufschiebung (VAN BEMMELEN 1957, S.200 ff.) durch progressive Kompression derart gedeutet werden, daß der Graben durch das Kristallin oben noch etwas zugedrückt wurde (s.a. SCHLAGER 1963, S.112). Ferner sind die Seitenverschiebungen, die die Hauptfaltenachsen versetzen, einem zweiten Beanspruchungsplan zuzuordnen. Zuletzt folgen wohl die Schollenabgleitungen.

## F. Die Mehraktigkeit der tektonischen Beanspruchung

Auf Grund der kleintektonischen Beobachtungen lassen sich im Drauzug mehrere aufeinanderfolgende Bewegungsakte auseinanderhalten.

1. Die durch orogene Pressung entstandenen, E-W- bis WNW-ESE streichenden Faltenachsen verraten eine einzige Faltungsphase. Mit ihr erfolgte ± gleichzeitig eine Transversalschieferung ($s_1$), die in Abhängigkeit von der Plastizität des Gesteinsmaterials nur zonenweise speziell in pelitischen Serien auftritt. Ob die Schieferung jünger als die Faltung ist, könnte nur die Bestimmung des Abweichungswinkels $B/s_1$ erbringen (E. SCHROEDER 1966, S.82). In den häufig vorliegenden Wechsellagerungen versagt diese Methode jedoch, da die Schieferung oft gefächert oder gebrochen wird, wodurch der Winkel $B/s_1$ in verschiedenen Teilen einer Falte verschieden groß sein kann (E. SCHROEDER 1966, S.44).

Wohl etwa gleichzeitig mit der Faltung wurden achsenbezügliche Q-, L- und D-Klüfte angelegt, wobei an Q- und D-Kleinbrüchen infolge gestaffelter Schrägabschiebungen eine Längung des Gebirges in achsialer Richtung erfolgte.

Ganz lokal treten einmal zwei Schubklüftungen auf. Dabei gilt für Schubklüftung, "daß sie zwar im wesentlichen nach der Faltung und Schieferung entstanden ist, aber noch eng damit verbunden sein dürfte" (ENGELS 1959, S.76).

2. Auf einen zweiten Akt progressiver Kompression reagiert das totgefaltete Gesteinsmaterial nur noch zerbrechend. Es entstehen in L- und D-Richtung streichende, konvergente, oft gestaffelte Aufschiebungen, bei denen die Schieferung geschleppt wird. Bei ihnen lassen sich Gefügetyp, Deformation und Spannungsverteilung voll einander zuordnen. Die Verschiebungsflächen (Verschiebungsbrüche) müssen also einem Akt entsprechen (HOEPPENER 1957, S.250).

Mit der Faltung ± gleichaltrig sind einige E-W streichende Faltenaufschiebungen, eventuell auch die Südrandstörung der Lienzer Dolomiten, die auf dem Sockel klebende, tiefe Teile der Schichtfolge ("parautochthone Hülle" nach SCHLAGER 1963, S.110) vom eigentlichen Faltenbau trennt.

Weiterhin treten im kleintektonischen Bild stellenweise Überschiebungen als Steigerung der Aufschiebungen auf.

3. Jünger als die Faltung und wohl einer weiteren orogenen Bewegung zuzuordnen, ist auch der Hauptteil des Störungssystems, da dieses den Faltenbau zerstückelt und versetzt. Möglicherweise hat es dieselbe Genese wie die konvergenten Aufschiebungen kleinen Ausmaßes, da ebenfalls L- und D-Richtungen bevorzugt werden. Die Anlage der Störungen wie der Kleinaufschiebungen ist daher wahrscheinlich durch das gut ausgebildete Kluftsystem (Abb.67 und 68) vorgezeichnet, das jedoch die einzelnen Kluftrichtungen wechselnd stark betont.

4. Ebenfalls jünger als die Verfaltung sind die Schweregleitungen von Sedimentkomplexen, die durch weitere Kompression ausgelöst wurden. Nach VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S. 264) könnten einige sogar noch im Quartär erfolgt sein.

Für junge Bewegungen sprechen weiterhin Schleppungen bzw. Zergleitungen im Randbereich bzw. im Inneren von Myloni körpern. Bis heute schließlich dauern die Spannungszustände

im Gestein an, wie die aktuellen Bleiberger Bergschläge zeigen (TOLLMANN 1963, S.201).

G. Zur Deckentheorie des Drauzugs

Auf die Erforschungsgeschichte und Problematik des Drauzugs sind schon SCHLAGER (1963, S.47) und TOLLMANN (1963, S.206) eingegangen. Die klassische Deckenlehre z.B. hielt den Drauzug für einen Teil der Wurzelzone der Nordkalkalpendecken oder zumindest für einen nordalpinen Deckenrest.

Nach TOLLMANN (1963, S.7) sind die Faziesbeziehungen zwischen den Nördlichen Kalkalpen einerseits und den Lienzer Dolomiten sowie Gailtaler Alpen andrerseits sehr eng: "Die markantesten Abwandlungen der nordalpinen Fazies im Streichen korrespondieren im N und im S" (Drauzug). Dagegen nimmt der Drauzug nach VAN BEMMELEN (1961, S.217) eine Zwischenstellung zwischen dem Bayrisch-Nordtiroler Faziesbereich und dem Südtiroler Faziesbereich ein. Ähnlich drückt sich auch SCHLAGER (1963, S.81) aus: "Zwischen seinen Nachbarn im N und S liegt der Drauzug - faziell betrachtet - tatsächlich weitgehend als Fremdling."

Auf Grund der faziellen Beziehungen rechnet TOLLMANN (1963) in seiner "Ostalpensynthese" den Drauzug und die Nördlichen Kalkalpen mit ihrem liegenden Paläozoikum zum Oberostalpin, der höchsten der drei ostalpinen Decken. Nach ihm ist der Drauzug eine wurzelnahe Deckscholle und wurde "mit dem ihm unterlagernden Paläozoikum als ehemals südlichster Teil des Oberostalpins ... primär kräftig gegen N überschoben" (1963, S.187). Zu seinem basalen Paläozoikum, das nur noch lückenhaft erhalten geblieben ist, zählen die Quarzphyllite, Chloritphyllite, Metadiabaslagen, Marmore, Kalkphyllite und Graphitschiefer der Goldeck-Gruppe (ANGEL & KRAJICEK 1939), das Karbon von Nötsch und der Grödener Sandstein, der vor allem am Südrand der Lienzer Dolomiten und der westlichen Gailtaler Alpen zusammenhängender entwickelt ist. An die Basis des Paläozoikums legt TOLLMANN die Schubbahn zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin, das vor allem aus dem Kristallin der Kreuzeck-Gruppe im N und dem Gailtalkristallin im S besteht. Die Quarzphyllite im Westabschnitt der Kreuzeck-Gruppe und die ans Pustertal stoßenden Thurntaler Phyllite betrachtet er als das primäre

paläozoische Hangende des Kristallins und damit als zum Mittelostalpin zählend. Die Deckenbahn soll also dem Pustertal bis Lienz (Pusterlinie) und dem Drautal von Lienz bis Lind (Drautallinie) folgen. Von dort bis Unteramlach quert sie die Goldeck-Gruppe, um weiter nach E wieder im Drautal zu verlaufen. Im S liegt sie auf weite Strecken an der Basis des Grödener Sandsteins.

Nun haben aber in den Gailtaler Alpen VAN BEMMELEN (1957, S.192) und FRITSCH (1961, S.52) sowie an einigen Stellen der Lienzer Dolomiten SCHLAGER (1963, S.51) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S.218) eine transgressive Lagerung des Grödener Sandsteins auf dem Kristallin festgestellt, was gegen eine dazwischenliegende Bewegungsbahn erster Ordnung spricht.

1. Der Sedimentkeil des Gödnachgrabens

Eine interessante Stellung nimmt bei dieser Betrachtungsweise ein in die Mylonitzone des Altkristallins der Kreuzeck-Gruppe gequetschter Sedimentkeil ein, der an der östlichen Fortsetzung der Pusterlinie über den Sattel von Zwischenbergen in das Mölltal liegt, und zwar im Gödnachgraben bei Dölsach, östlich Lienz. EXNER (1962, S.79-80) deutet die Sedimentserie als Verrucano (Perm) und Triasdolomit und möchte "einen nur wenig gestörten, primär-sedimentären Verband" zum Altkristallin annehmen, "der im Zuge spätalpidischer Bruchtektonik intensive Mylonisation und Steilstellung erfahren hat". Analog zur transgressiven Lagerung des Grödener Sandsteins (Perm) auf dem Gailtalkristallin wirkt die Erklärung EXNERs recht plausibel. TOLLMANN (1963, S.64-65) dagegen sieht in der eingeklemmten Gesteinsserie permischen Grödener Sandstein und Bellerophondolomit, die "nicht Rest einer primären Auflagerung, sondern nach der Fazies Teil der oberostalpinen Überschiebungsmasse" sein sollen.

2. Der Thurntaler (Quarz-) Phyllit

Der Thurntaler Phyllit und der Quarzphyllit der Kreuzeck-Gruppe ließen sich viel zwangloser als primäre Paläozoikum-Unterlage des Drauzug-Mesozoikums erklären. Die Abquetschung des mittelostalpinen Mesozoikums und des oberostalpinen Paläozoikums (falls primär entwickelt) brauchte dann nicht angenommen zu werden.

Die Untersuchungen SCHMIDEGGs (1937), der in den Thurntaler Phylliten einen prä-alpidischen Achsenplan mit SW-NE-Achsen und einen alpidischen mit WNW-ESE-Achsen feststellte, der ± gut mit dem der Lienzer Dolomiten (Abb.69) übereinstimmt, sind im Bereich der Pusterlinie zu bestätigen. Sie liefern aber noch keinen Hinweis für die tektonische Stellung der Phyllite. Die Überlagerung zweier Runzelungen (Kleinfältelungen) und die dazugehörige Querklüftung sind deutlich zu sehen. Die Lagerung der Phyllite zwischen Aßling und Abfaltersbach, direkt an der Pusterlinie, ist fast immer steil bis mittelsteil mit N- und NE-Einfallen. Nie tauchen sie nach S unter die mesozoischen Gesteine des Drauzugs ab, was dafür spricht, daß sie mit dem mehraktigen Zusammenschub der Lienzer Dolomiten an der Störung verstellt wurden. In ihrer Nähe ist oft eine intensive Zerklüftung und Zerrüttung des Gesteins zu beobachten. An manchen Stellen ist jedoch der ursprüngliche Verband erhalten geblieben, so daß durch Wechsellagerung von Quarzitbänkchen und Phylliten die ehemalige Schichtung gut erkennbar ist.

Ostwärts schließt sich an den Phyllit Orthogneis an. Aus der Gegend von Burgfrieden bis zur Tristacher Schuppe ist er bis auf die Erosion durch das Drautal gut zu verfolgen. Er streicht ± E-W und hat wechselndes, steiles Einfallen.

3. Der Quarzphyllit der Kreuzeck-Gruppe

Der Quarzphyllit im W-Teil der Kreuzeck-Gruppe reicht über die Drau bis in die Tristacher Schuppe. Aus Analogiegründen ist auch hier mit einer Transgression des Grödener Sandsteins auf den Quarzphyllit zu rechnen, so daß die Überschiebungsbahn des Oberostalpins im Drautal, das hier beidseitig von Quarzphyllit umrahnt wird, zu liegen käme.

Auf der N-Seite des Drautals bei Lengberg und Nikolsdorf zeigt der Quarzphyllit die gleichen tektonischen Merkmale wie der Thurntaler Phyllit. Meist fällt er steil nach N ein und weist einen wahrscheinlich variszischen NE-SW-Achsenplan (der Runzelungen) auf, der von einem sekundären E-W- bis WNW-ESE streichenden überlagert wird. Da dieser Achsenplan mit dem der Lienzer Dolomiten (Abb.69) übereinstimmt, wird für ihn alpidisches Alter angenommen.

Die alpidische Kleinfältelung des Quarzphyllits könnte auf zwei Arten entstanden sein: erstens infolge einer nordver-

genten Überfahrung durch die permo-mesozoischen Gesteine des Drauzugs oder zweitens durch eine allgemeine Kompression. Nun zeigt aber der Drauzug im ganzen keine Vergenz (s.a. SCHLAGER 1963, S.107). Er ist vielmehr ein Faltengebirge, bei dem aufrechte Sättel und Mulden dominieren und das vielfach geschuppt ist. Schon GEYER (1897-1903) hatte den Faltenbau des Gebirges erkannt.

4. Das Paläozoikum der Goldeck-Gruppe

ANGEL & KRAJICEK (1939, S.51-52) gliedern die Goldeck-Gruppe in drei Haupteinheiten: das diaphthoritische Altkristallin als tiefste Einheit am N-Abfall, das Paläozoikum, dessen Quarzphyllitgruppe "mit einigem Vorbehalt dem Thurntaler Quarzphyllit gleichzustellen ist", und das mit dem Altkristallin tektonisch verschuppt ist, und als höchste Einheit den permo-triadischen Nordstreifen der zentralen Gailtaler Alpen, da der Quarzphyllit an der Basis des Grödener Sandsteins phyllonitisiert ist und somit den "mechanischen (Schub-) Kontakt zeigt. VAN BEMMELEN (1961, Taf.13) kartierte jedoch eine transgressive Auflagerung des Grödener Sandsteins aus.

Nach ANGEL & KRAJICEK (1939) wird der Kontakt zwischen Altkristallin und Paläozoikum in den Profilen einmal als Aufschiebung, das andere Mal als Überschiebung dargestellt. Beide Einheiten sollen nach der tektonischen Verschweißung von einer gemeinsamen Kristallisation betroffen worden sein, die im Altkristallin retrograd, im Paläozoikum progressiv war.

Während SCHWINNER (1943) die Schubfläche zwischen Altkristallin und Paläozoikum, sowie die gemeinsame Kristallisation für variszisch hält, nimmt TOLLMANN (1963, S.63) auf Grund der Diaphthorese des Altkristallins für beide alpidisches Alter an und legt an die Basis des Paläozoikums die Deckenüberschiebung des oberostalpinen Drauzugs.

Um diese Verhältnisse zu klären, wurden an einigen Stellen der Goldeck-Gruppe kleintektonische Untersuchungen durchgeführt. Die Quarzphyllite und (Granat-) Glimmerschiefer wiesen ausgeprägte Runzelung (Kleinfältelung) und Q-Klüftung auf, während die Marmorbänke harmonische Biegefalten, die Kalkschiefer eine nahezu ptygmatische Faltung, festere Marmorkomplexe dagegen eine achsenparallele Striemung zeigten. Im Gebiet des Goldeckgipfels, des Martennocks und des Seetalnocks pendeln

die ± flachen Runzelungsachsen des paläozoischen Quarzphyllits um die E-W-Richtung. Im Graben südlich Unteramlach streichen sie mehr WNW-ESE.

Bei Untersuchungen im Altkristallin fanden sich in den Granatglimmerschiefern am Weg Krendlmaralm-Spittal sowie am Siflitzbach östlich Lind wieder ± E-W streichende Runzelungsachsen, während sie in den Glimmerschiefern bei Sachsenburg WNW-ESE verliefen. Nur in den Granatglimmerschiefern am Siflitzbach wurde einmal eine Überlagerung einer primären Runzelung gefunden.

Somit offenbart sich im Altkristallin wie im Paläozoikum ein gleicher, E-W bis WNW-ESE streichender Achsenplan, der ± gut zum WNW-ESE-Achsenstreichen des Nordrandes der zentralen Gailtaler Alpen paßt. Daraus könnte für alle drei Einheiten auf eine alpidische Durchbewegung geschlossen werden, die im Paläozoikum und Altkristallin eine gemeinsame, jedoch gegensätzliche Kristallisation hervorrief.

Damit wird aber noch immer nichts zur Altersstellung der umstrittenen Auf- bzw. Überschiebung ausgesagt. Sie ist, wie ANGEL & KRAJICEK (1939, S.52) aus petrographischen Ergebnissen schließen, älter als die Kristallisation, also voralpidisch. Nimmt man aber alpidisches Alter an, so würden überkippte Falten mit mittelsteilen Achsenebenen, die N-Vergenz, daneben aber auch S-Vergenz verraten, eher für eine von zwei Seiten wirksame Kompression als für einseitig gerichteten Schub sprechen.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß der Drauzug im Verhältnis zum umgebenden Paläozoikum und Kristallin autochthon bis parautochthon ist.

## H. Der Winnebacher Kalkzug

Der Winnebacher Kalkzug, der zwischen Winnebach und Unter-Planken an der alpin-dinarischen Grenze liegt, ist im weiteren Sinn zum Drauzug zu rechnen. Seine Gesteine sind ebensowenig metamorph wie die der Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen. Nach CORNELIUS-FURLANI (1912, S.256-257) sind hier die einzelnen Formationen des Drauzugs wiederzufinden. Im E-Teil des Zuges, bei Winnebach, bilden nach DAL PIAZ, Blatt Monguelfo (1930), Hauptdolomit, Rhätkalk und Lias eine Mulde. TOLLMANN (1963, S.66) hält den Kalkzug für einen "iso-

lierten Span des Oberostalpins" mit nordalpin entwickeltem Mesozoikum.

Bei einem Versuch der Klärung der tektonischen Stellung der schmalen Lamelle ist die kleintektonische Arbeitsmethode nicht anwendbar, weil in dem von Wald und Moränen bedeckten Gebiet zu wenig Aufschlüsse vorhanden und in den massigen, teils bankigen Dolomiten und Kalken, die oft stark zerrüttet und mylonitisiert erscheinen, keine aussagekräftigen Strukturen zu finden sind.

## J. Zusammenfassung

Der Drauzug (Lienzer Dolomiten, Westliche und Zentrale Gailtaler Alpen) wurde mittels kleinerer geologischer Kartierungen, vor allem aber mit der kleintektonischen Arbeitsmethode untersucht, wobei besonders auf die Stellung des Gebirges aus der Sicht der Gravitationstektonik VAN BEMMELENs und der Deckentheorie TOLLMANNs eingegangen wird. Unter den beobachteten Kleingefügen waren reichlich leitende Formen anzutreffen, die Rückschlüsse auf den Großbau erlauben.

Der tektonische Bau des Drauzugs stellt ein Faltengebirge dar, bei dem aufrechte Sättel und Mulden dominieren, und das stellenweise in sich geschuppt ist. Insgesamt zeigt sich keine Vergenz, weder nach N, noch nach S. Im Verhältnis zum umgebenden Paläozoikum und Kristallin sind die mesozoischen Gesteine des Gebirges autochthon bis parautochthon.

Die Genese des Drauzugs, wie sie der Verfasser in enger Anlehnung an SCHLAGER sieht, vollzog sich in mehreren Akten, und zwar im Sinn einer progressiven Kompression. In einem angenommenen primären Becken wurden die Sedimente durch Zusammenschub stark in die Tiefe gepreßt, aber auch herausgefaltet und dabei stellenweise vom Untergrund abgeschert. Eine weitere Einengung verursachte die zahlreichen Destruktionsformen des Gebirges und schuf schließlich die vorliegende Muldenkerbe. Schweregleitungen, die lokal auftreten, vollzogen sich meist nach der vorausgegangenen Faltung.

## Literatur

ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe.- Carinthia II, 49 (129), 26-57, Klagenfurt 1939.

BECK, H.: Aufnahmeberichte über Blatt Mölltal. - Verh. Geol. B.A., Jg. 1930-1939.

BEMMELEN, R.W.v.: Gedanken zur alpinen Gebirgsbildung. - Erdölzeitg. 69/6, 75-77, Wien 1953.

---: Tectogenèse par gravité. - Bull. Soc. Belge de Géologie. 64, 95-123, Bruxelles 1955.

---: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) I. - Jb. Geol. B.A., 100, 179-212, Wien 1957.

---: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) II. Die zentralen Gailtaler Alpen. - Jb. Geol. B.A., 104, 213-237, Wien 1961.

---: Beiträge zur Geologie des Drauzugs (Kärnten, Österreich) III. Die Lienzer Dolomiten. - Jb. Geol. B.A., 108, 213-268, Wien 1965.

CORNELIUS, H.P. & CORNELIUS-FURLANI, M.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. - Ber. R.A. Bodenf., 1943, 1-6, Wien 1943.

CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. - Sber.Ak.Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt.I, 1.Beitrag, 162, 279-294, Wien 1953.

2.Beitrag, 164, 131-144, Wien 1955.

---: Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). - Abh. dtsch.Akad.Wiss. Berlin, Kl. Bergbau etc. 1960 (Kraus-Festschr.), 36-39, Berlin 1960.

DAL PIAZ, G.: Anteil an Blatt Monguelfo, Carta geologica delle Tre Venezie, 1:100.000, Firenze 1930.

ENGELS, B.: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum.- Geotekt. Forsch., 13, I-II, 1-129, Stuttgart 1959.

EXNER, CHR.: Die Perm-Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen(Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). - Verh. Geol. B.A., 1, 76-80, Wien 1962.

FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. - Carinthia II, 71, 52-57, Klagenfurt 1961.

GEYER, G.: Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. - Verh. d. k. k. Geol. R.A., 1897, 114-127, Wien 1897.

---: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. - Jb. d. k. k. Geol. R.A., XLVII, 1897, 295-364, Wien 1898.

---: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. - Verh. Geol. R.A., 1903, 165-196, Wien 1903.

HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. - Geol. Rdsch. 1956/57, 45, 247-283, Stuttgart 1957.

KOCH, K.E.: "Sandfang" ein Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 10, 443-450, Stuttgart 1959.

MUTSCHLECHNER, G.: Neues Vorkommen von Glimmerkersantit in den Lienzer Dolomiten (Osttirol). - Sber. Öst. Ak. Wiss., math. - natw. Kl., Abt.I, 161, 193-197, Wien 1952.

SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. - Miner.-petrograph. Mitt., N.F., 48, 27-209, Leipzig 1936.

SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, 1962, 41-120, Wien 1963.

SCHMIDEGG, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). - Jb. Geol. B.A., 87, 111-132, Wien 1937.

SCHROEDER, E.: Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthüringen. - Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Jg. 1965, 4, 88 S., Berlin 1966.

SCHWAN, W.: Über Gesteinstektonik (Deubel-Festschr.). - Abh. dsch. Akad. Wiss. Berlin, Jg. 1964, 2, 361-380, Berlin 1964. (1964 a).

---: Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen, - Geotekt. Forsch., 19, I-II, 1-47, Stuttgart 1964. (1964 b).

---: Maximales Streuen von B-Achsen bei flachliegenden Falten Mittelebenen. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 3, 141-163, Stuttgart 1965.

SCHWINNER, R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg, Kärnten). - Ber. R.A. Bodenforsch. Wien, Jg. 1943, 147-156, Wien 1943.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. - 256 S., Wien 1963.

TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - Berlin 1935.

## Zeichenerklärung

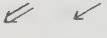
Den Messungen liegt die 360 Grad-Einteilung zugrunde.

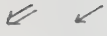
Streichen und Fallen (0 - 30) der Schichtung

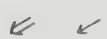
" " (31 - 60) "

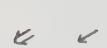
" " (61 - 89) "


" " (90) "


Streichen und Fallen (0) der Faltenachsen


" " (1 - 20) "


" " (21 - 40) "


" " (41 - 90) "

Faltenachse. Dreieck zeigt Vergenz der Falte an

Schieferung

Schubklüftung


Schieferungsklüftung


Kluftflächen

Gleitstreifen

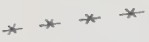
Allgemeine Störungen, nachgewiesen

Vermutete Störungen

Auf- bzw. Überschiebungen (Spitzen nach aufgeschobenem Block)

Abschiebungen (Striche nach abgeschobenem Block)

Sattelachsen

 Muldenachsen

Kleinverwerfungen

## TEXT ZU DEN ABBILDUNGEN

Abb. 1: Geologische Karte der Oberdrauburger Mulde.

Abb. 2: Strukturkarte der Oberdrauburger Mulde.

Abb. 3: Schichtparallele, gestaffelte Aufschiebungen im Grödener Sandstein 325 m NW-lich Elektrischer Anlage, Doblbach nördl. Simmerlach.

Abb. 4: Längsprofil durch die Oberdrauburger Mulde.

Abb. 5: Querprofil durch die Oberdrauburger Mulde.

Abb. 6: I. Aufrechter Faltenbau in den ladinischen Grünen Schichten.
II. Zerscherung durch weitere Kompression. W-Hang Wurlitzgraben, SW-lich Gehöft Gloder.

Abb. 7: Geologische Karte der Tristacher Schuppe.

Abb. 8: N-S-Profil durch die Tristacher Schuppe. Nach Aufschlüssen entlang der Straße zum Tristacher See zusammengesetzt.

Abb. 9: NNW-vergente Falte im Anis. Die Schieferung der Kalkmergel wurde sekundär durch schichtparallele Bewegungen sigmoidal geschleppt. 800 m NW-lich Tristacher See, an Straße.

Abb. 10: Schrägabschiebungen, lokal Aufschiebungen, an Q- und D-Kleinbrüchen in Aniskalken. Straße zum Tristacher See.

Abb. 11: Strukturkarte der Tristacher Schuppe.

Abb. 12: Kluftdiagramm aus dem Grödener Sandstein der Tristacher Schuppe. Deutliches Maximum der $D_1$-Klüfte. $D_2$- und Q-Klüfte sind weniger entwickelt.

Abb. 13: Synoptisches Diagramm zur Veranschaulichung der Beziehung zwischen den Faltenachsen (Punktdarstellung) und den Maxima der Klüfte des Grödener Sandsteins der Tristacher Schuppe. Q = Maximum der Querklüfte, $D_1$, $D_2$ = Maxima der Diagonalklüfte.

Abb. 14: Profil durch den Lavanter Zug. Aufgenommen in der Haslerbachschlucht und am Forstweg SW-lich der oberen Wallfahrtskirche von Lavant.

Abb. 15: NNE-vergente Biegefalte in Kalksandsteinen und Mergeln des Neokoms mit Fächerstellung der Schieferung und Verdickung der Faltenscharniere. Forstweg 500 m SW-lich oberer Wallfahrtskirche von Lavant, über dem Dorfbach.

Abb. 16: Südvergenter Sattel mit abgescherten Innenschenkeln, Neokom, 250 m SW-lich oberer Wallfahrtskirche von Lavant, am Forstweg.

Abb. 17: SSW-vergente Spitzfalten, Neokom-Mergel, Haslerbachschlucht, 150 m SW-lich ausgegrabener römischer Basilika.

Abb. 18: Südvergente Biegefalte in Neokom-Kalkmergeln. Fächerung der Schieferung, Verdickung der Faltenscharniere. Lavanter Kreuzweg Station VII/VIII.

Abb. 19: SSW-vergente "Beulenfalte", Kalk-Tonschiefer-Wechsellagerung des Neokoms. Lavanter Kreuzweg, Station VI/VII, an Kehre.

Abb. 20: Schieferung, Q- und L-Klüftung, schichtparallele Gleitung in einer Sandstein-Mergel-Wechselfolge des Neokoms. Pfad 100 m westl. oberer Wallfahrtskirche von Lavant.

Abb. 21: Staffelförmige Schrägabschiebungen an Q-Kleinbrüchen (und einem D-Kleinbruch), en bloc verstellt. Sandsteine und Mergel des Neokoms, Lavanter Kreuzweg, Station VII.

Abb. 22: Konvergente, gestaffelte Schrägaufschiebungen an Längsbrüchen. Kalksandsteine und Tonschiefer des Neokoms. Forststraße, 1 km SW-lich oberer Wallfahrtskirche von Lavant.

Abb. 23: NNE-vergente Aufschiebungsschar, unter Schleppung einen Faltenschenkel zerlegend. Kalksandsteine und Mergel des Neokoms, 50 m NW-lich oberer Wallfahrtskirche von Lavant.

Abb. 24: Überschiebungen und konvergente Aufschiebungen in Kalkmergeln und Tonschiefern des Neokoms, Lavanter Kreuzweg, an Kehre.

Abb. 25: S-vergente Überschiebung in Mergelschiefern des Neokoms, Lavanter Kreuzweg, an Kehre.

Abb. 26: N-vergente Mulde mit S-vergentem Rückstau in einer Spezialfalte. Kalke und Mergel des Rhäts, Wand bei P 969, Südseite der Drau, südl. Burgfrieden.

Abb. 27: N- und S-vergente, disharmonisch verformte Falten in Kalkmergeln und Schiefern des Neokoms. Stadtweg, 1 km westl. Galitzenklamm.

Abb. 28: S-vergente Spitzfalten mit durch schichtparallele Zergleitung abgequetschten Faltenschenkeln. Jurassische Kalke und Schiefer, Stadtweg, westl. P. 1018.

Abb. 29: SE-vergenter Sattel mit halbflacher Achsenebene. Kössener Schichten, Forststraße südl. Kreithof.

Abb. 30: Skizze eines Ganges von Hornblende-Minette in Neokommergeln, 600 m SW-lich vom Kreithof.

Abb. 31: Dünnschliffaufnahme der dunklen Hornblende-Minette mit idiomorphen, teils verzwillingten Hornblenden (Spaltbarkeit!), Zeolith (schwarz, faserig) und Biotit (gestreckt, parallele Spaltbarkeit). Gekreuzte Nikols.

Abb. 32: Foto der hellen Varietät der Hornblende-Minette mit idiomorphen Hornblenden (schwarz) und Orthoklas (weiß)

Abb. 33: Dünnschliffaufnahme der hellen Varietät der Hornblende-Minette mitidiomorphen Hornblenden, rechts verzwillingt (deutliche Spaltbarkeit) und Orthoklas (weiß). Gekreuzte Nikols.

Abb. 34: Dünnschliffaufnahme der dunklen Augit-Minette mit idiomorphem Orthoklas (weiß, Mitte), Biotit (gestreckt, parallele Spaltbarkeit) und Diopsid.

Abb. 35: Strukturkarte der Flaschberger Mulde im Bereich des Silberbaches und der Gailbergstraße.

Abb. 36: N- und S-vergente, sowie aufrechte Falten in Kalken der Kössener Schichten (Flaschberger Mulde). Lannerbach, 600 m SW-lich Forsthaus Flaschberg.

Abb. 37: NE- und SW-vergente Falten in Kalken und Tonschiefern der Kössener Schichten. W-Wand, Eingang Silbergraben.

Abb. 38: Disharmonisches Verhalten von gut gebankten Kalken und einzelnen Kalkbänkchen in schwarzen Tonschiefern (Kössener Schichten), W-Seite, Eingang Silbergraben (Mühle).

Abb. 39: "Beulenfalte" mit aufgeblähtem Faltenscharnier und isoklinalen Schenkeln. Kalke und Schiefer der Kössener Schichten. Gailbergstraße. westl. Straßenkehre oberhalb P 726.

Abb. 40: Profil durch die Flaschberger Mulde, deren S-Flügel verschuppt ist. Aufnahme entlang Silbergraben und Gailbergstraße, N-Teil spiegelbildlich dargestellt.

Abb. 41: NNW-vergente Faltenaufschiebung im rhätischen Plattenkalk. Gailbergstraße, 200 m südlich Brücke, oberhalb Silbergraben.

Abb. 42: N-vergente Biegefalte mit sekundärer S-vergenter Aufschiebung in rhätischen Plattenkalken. Gailbergstraße, 50 m südl. P 941.

Abb. 43: Versetzung von Schieferung und zwei Schubklüftungen an einem Kluftpaar, in dessen Bereich Knitterung entsteht. Tonschiefer der Kössener Schichten, Gailbergstraße, 100 m SW-lich P 791.

Abb. 44: Fünfmaliger Richtungswechsel von Gleitstreifen auf einer Harnischfläche im Mylonit. Silbergraben bei P 866.

Abb. 45: Achsen- und Vergenzplan der Tscheltscher Alpe, des Tscheltscher Berges und des Lumkofels.

Abb. 46: Liegende Falten in rhätischen Kalken in der NE-Flanke des Lumkofels, von der Schartenalm gesehen.

Abb. 47: Liegende Falte und Faltenaufschiebung mit pendelnden Achsen. Aniskalke, Weg zur Strudelhütte, 50 m SW-lich Steinbruch, Abfaltersbach.

Abb. 48: Gewölbte Gleitflächen in Aniskalken. Steinbruch Südseite der Drau, nahe Draubrücke südöstl. Abfaltersbach.

Abb. 49: Gewellte Aufschiebungsfläche in Aniskalken. Südöstl. Abfaltersbach, S-Seite der Drau, 100 m westl. Draubrücke.

Abb. 50: Querprofil durch die Lienzer Dolomiten.

Abb. 51: Aufrechte und leicht nordvergente Falten im Hauptdolomit der Galitzenklamm westl. Lienz.

Abb. 52: Der Scheitel der Lienzer Antiklinale in ladinischen Plattendolomiten unter dem N-Gipfel des Bösen Weibele (2599 m). Auf der S-Flanke der Antiklinale nur S-vergente Schleppfalten.

Abb. 53a: Hauptdolomit, Weg Karlsbader Hütte - Laserzwand, südl. Laserzwand. An Basis des Hohlraums geopetale Füllung aus feinstpsammitischem, mechanisch angelagertem Material (a). Restraum mit chemisch angelagertem Dolomit (b) ausgefüllt.

Abb. 53b: Hauptdolomit südl. Laserzwand. Am Boden der Kleinhöhle geopetale Füllung (a), rechter Teil an einer Kluft relativ versetzt.

Abb. 53c: Hauptdolomit südl. Laserzwand. Kleinhöhlen mit geopetaler Füllung (a).

Abb. 53d: Rechte Kleinhöhle der Abb. 53c vergrößert.

Abb. 53e: Obere Kleinhöhle der Abb. 53c vergrößert.

Abb. 54: Faltentypen aus der Gailbergantiklinale der westlichen Gailtaler Alpen.

A: NNE-vergente, schiefe Falte, Oberer Muschelkalk, Weg Waisacher Alm - Komptonhütte.

B: NNE-vergente, überkippte Biegefalte, Oberer Muschelkalk, Weg Waisacher Alm - Komptonhütte.

C: SSW-vergente, schiefe Falten, Unterer Muschelkalk, Weg Waisacher Alm - Komptonhütte.

D: S-vergente, liegende Knickfalten, Oberer Muschelkalk. Oberer Gießgraben südlich Dellach a.d.Drau.

E: SSW-vergente, schiefe Falten, Oberer Muschelkalk. Forststraße im SW des Untern Globois.

F: S-vergente Spitzfalten, Oberer Muschelkalk. Forststraße im SW des Untern Globois.

Abb. 55: Achsenplan aus dem Muschelkalk der Gailbergantikline der westlichen Gailtaler Alpen. Geol. Karte und Störungssystem nach VAN BEMMELEN (1957, Taf.XVII).

Abb. 56: Profil durch die Gailbergantikline der westlichen Gailtaler Alpen, im Bereich des Reißgrabens (z.T.n. VAN BEMMELEN 1957, Taf.XVIII, Prof.IV).

Abb. 57: Achsendiagramm aus dem Muschelkalk der Nordzone der westlichen Gailtaler Alpen. Die Hauptmaxima spiegeln einen WNW-ESE-Faltenbau wider.

Abb. 58: Achsendiagramm von Nordrand bzw. der Nordrandflexur der zentralen Gailtaler Alpen. Haupt- und Nebenmaxima der Achsen unterstreichen den WNW-ESE-streichenden Faltenbau.

Abb. 59: S- bis SSW-vergente Falten vom Nordrand bzw. der Nordrandflexur der zentralen Gailtaler Alpen.

A: Stauchfalten mit intern rotierten Achsenebenen und abgequetschten Schenkeln in Mergeln und Ockerbänkchen des Unteren Muschelkalks im Fellbach-Graben südl. Fellbach.

B: S-vergente Biegefalte im Unteren Muschelkalk, Fellbach-Graben südl. Fellbach.

C: S-vergente, überkippte Biegefalte im Oberen Muschelkalk, Fellbach-Graben südl. Fellbach.

D: Liegende Falte in schwarzen Schiefern und Mergeln des karnischen Cardita-Niveaus. Straße Techendorf zur Hinterm Brunn-Alm.

E: SSW-vergente Falte in Jaukenkalken, Forststraße von Oberdorf zum Nockberg.

F: Knickfalte im Oberen Muschelkalk, Fellbach-Graben südwestl. Gassen.

G: Knickfalte im Oberen Muschelkalk, 300 m südl. Wassermann, an Straße, Weißenbachtal.

H: Schiefe Biegefalte im Oberen Muschelkalk bei Wegscheider, Weißenbachtal.

Abb. 60: Achsendiagramm des Laka-Gasser Synklinoriums der zentralen Gailtaler Alpen. Haupt- und Nebenmaxima der Kleinfaltenachsen laufen dem WNW-ESE streichenden Großfaltenbau parallel.

Abb. 61: SSW-vergente, schiefe Biegefalten in schwarzen Schiefern, Mergeln und Dolomiten des Dolomitischen Zwischenniveaus des Muschelkalks. 100 m südwest. Wasserfall im N von St. Lorenzen (Gitschtal), neue Forststraße.

Abb. 62: SSW-vergente, überkippte Falte im Jaukenkalk. Felsen unterhalb der Kirche von St. Lorenzen (Gitschtal), 50 m östl. Brücke.

Abb. 63: An gekrümmter Gleitfläche gerutschte Kleinscholle im Jaukenkalk nördl. Jukbühel (westl. Gailtaler Alpen), Forststraße.

Abb. 64: An einer Schaufelfläche bewegte Kleinscholle mit Mylonitzone. Hauptdolomit der Oberdrauburger Mulde, neue Forststraße südöstl. P 1291.

Abb. 65: "Dehnungsspalte" (VAN BEMMELEN 1957, S.207) im Unteren Muschelkalk des Fellbach-Grabens südl. Fellbach.

Abb. 66: Schichtparallel endende Schaufelflächen in unterrhätischen Plattenkalken, Silbergraben nördl. Urbele, Weg nach Graben, Südseite Tunnel.

Abb. 67: Kluftdiagramm aus Nor- und Ladin-Dolomiten in der Umgebung der Karlsbader Hütte. Die Maxima der Q-, L- und D-Klüfte sind auf einen WNW-ESE streichenden Faltenbau bezogen.

Abb. 68: Kluftdiagramm des Grödener Sandsteins bei Tuffbad und bei der Wieseralpe (Lienzer Dolomiten). Auf einen E-W streichenden Faltenbau bezogen, treten ein Hauptmaximum in der Q-Klüftung und Nebenmaxima in der D-Klüftung auf.

Abb. 69: Achsendiagramm der Lienzer Dolomiten. Hauptmaxima der Kleinfaltenachsen sind in E-W-Richtung, Nebenmaxima in WNW-ESE-Richtung ausgebildet.

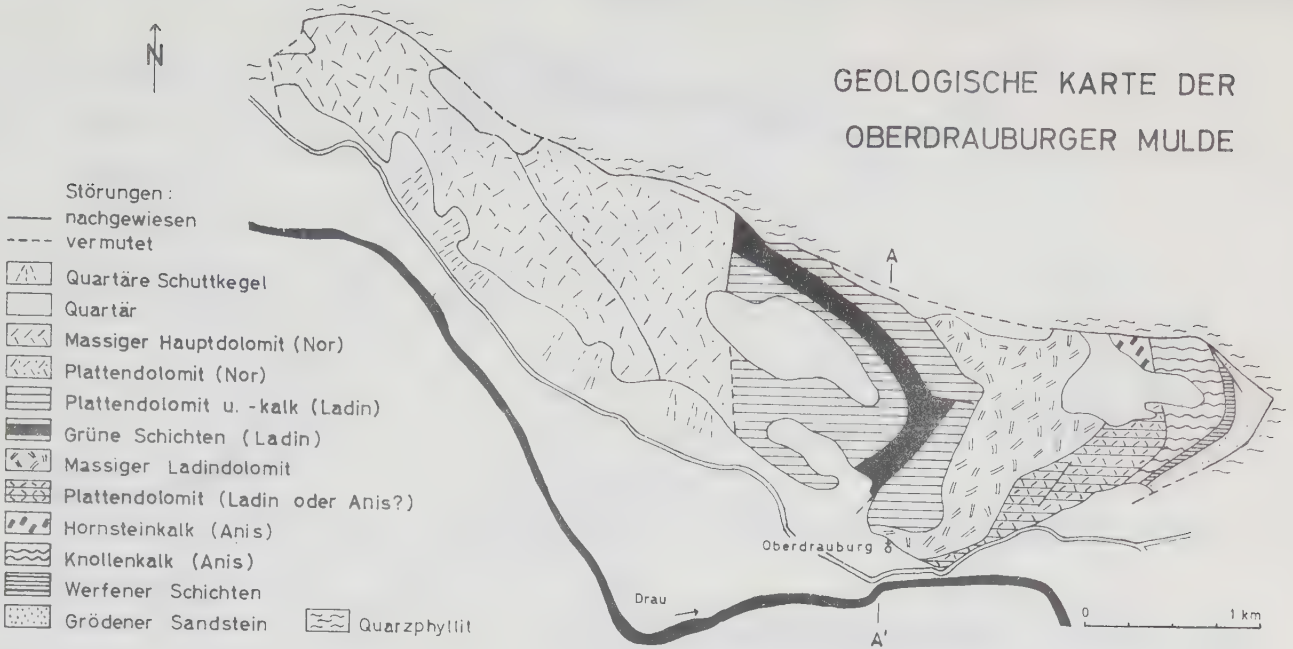

GEOLOGISCHE KARTE DER
OBERDRAUBURGER MULDE
N
Störungen:
nachgewiesen
vermutet
Quartäre Schuttkegel
Quartär
Massiger Hauptdolomit (Nor)
Plattendolomit (Nor)
Plattendolomit u. -kalk (Ladin)
Grüne Schichten (Ladin)
Massiger Ladindolomit
Plattendolomit (Ladin oder Anis?)
Hornsteinkalk (Anis)
Knollenkalk (Anis)
Werfener Schichten
Grödener Sandstein
Quarzphyllit
A
A'
Oberdrauburg
Drau
0
1 km

Abb. 1

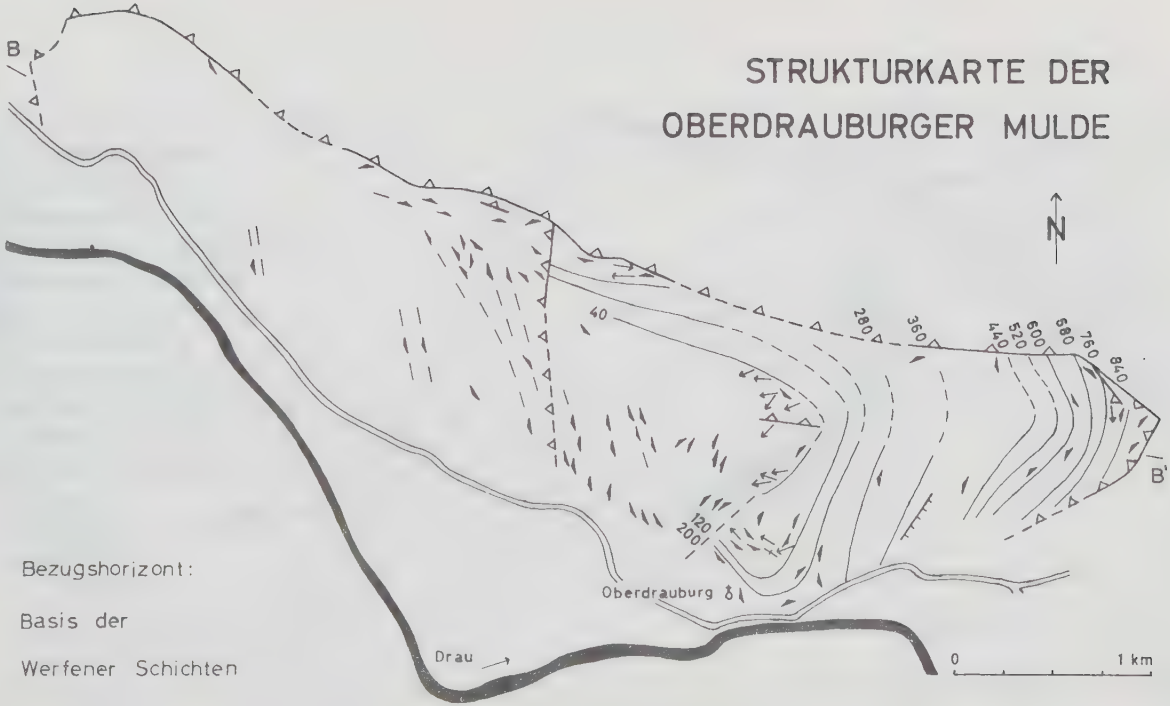

STRUKTURKARTE DER
OBERDRAUBURGER MULDE
N
B
B'
40
120
200
280
360
440
520
600
680
760
840
Bezugshorizont:
Basis der
Werfener Schichten
Oberdrauburg
Drau
0
1 km

Abb.2

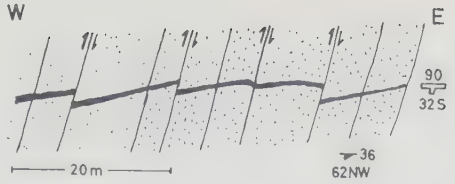

W
E
90
32S
20m
36
62NW

Abb. 3

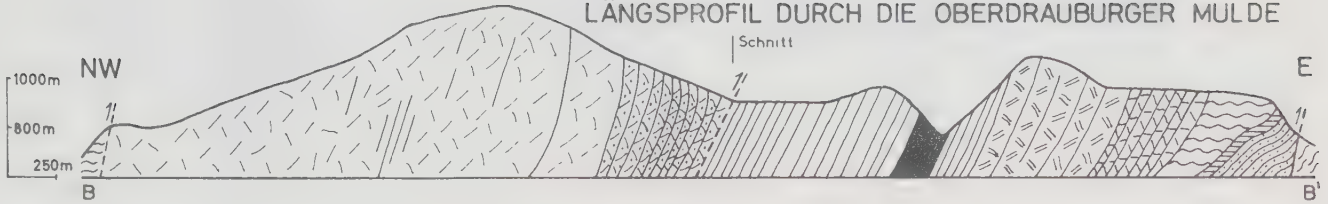

LÄNGSPROFIL DURCH DIE OBERDRAUBURGER MULDE
Schnitt
NW
E
1000m
800m
250m
B
B'

Abb. 4

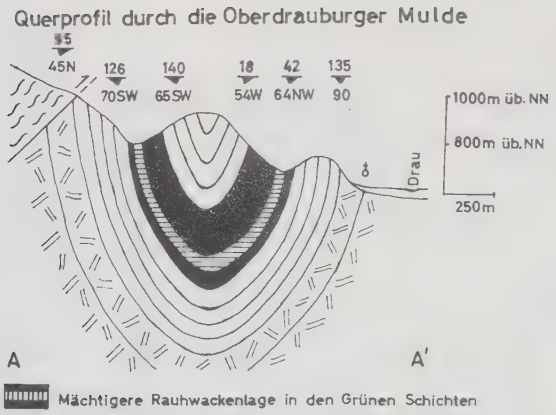
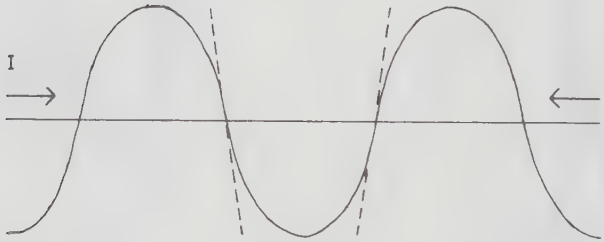

Querprofil durch die Oberdrauburger Mulde
55
45N
126
70SW
140
65SW
18
54W
42
64NW
135
90
1000m üb. NN
800m üb.NN
250m
Drau
A
A'
Mächtigere Rauhwackenlage in den Grünen Schichten

Abb. 5


I

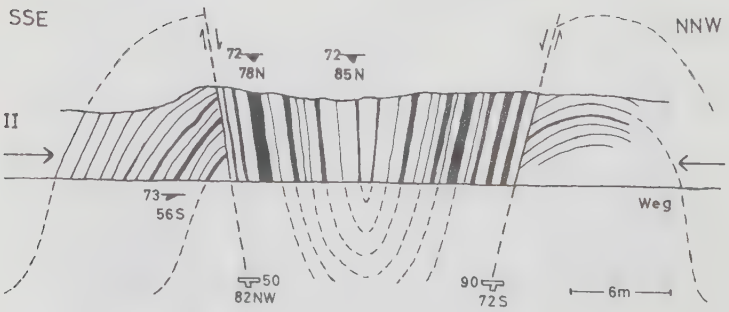

SSE
NNW
II
72
78N
72
85N
73
56S
50
82NW
90
72S
Weg
6m

Abb. 6

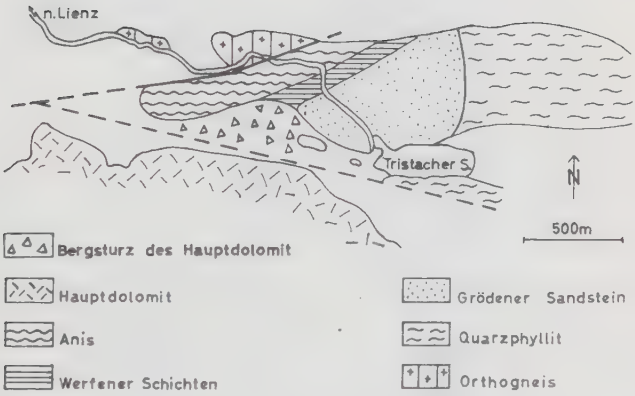

n.Lienz
Tristacher S.
N
500m
Bergsturz des Hauptdolomit
Hauptdolomit
Anis
Werfener Schichten
Grödener Sandstein
Quarzphyllit
Orthogneis

Abb. 7

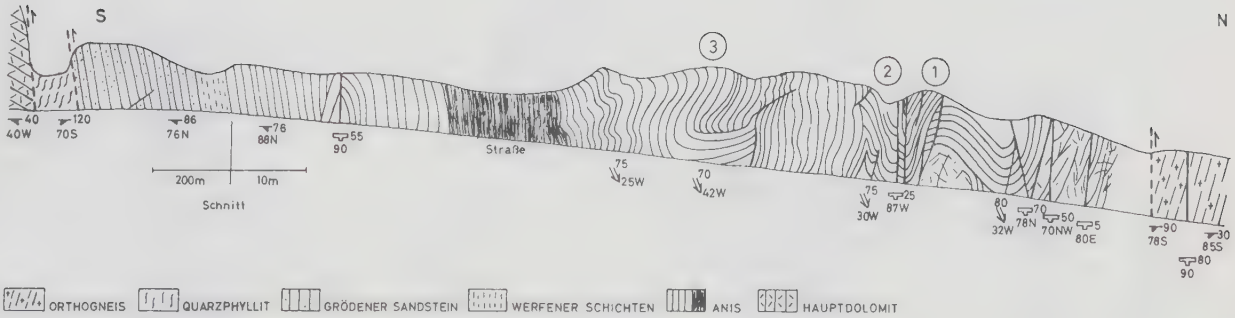

S
N
3
2
1
40
40W
120
70S
86
76N
76
88N
55
90
Straße
200m
10m
Schnitt
75
25W
70
42W
75
30W
25
87W
80
32W
70
78N
50
70NW
5
80E
90
78S
30
85S
80
90
ORTHOGNEIS
QUARZPHYLLIT
GRÖDENER SANDSTEIN
WERFENER SCHICHTEN
ANIS
HAUPTDOLOMIT

Abb. 8

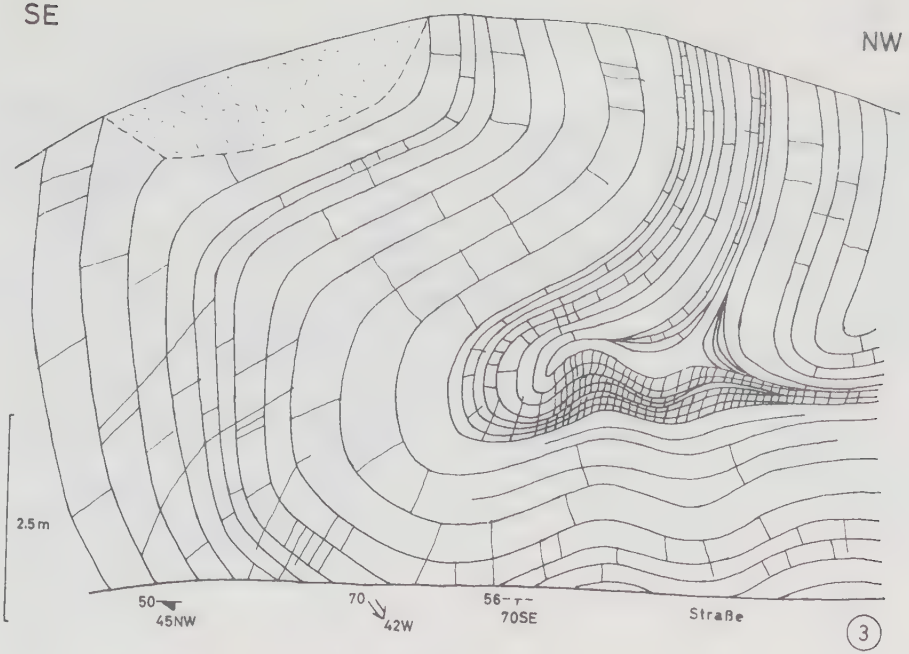



Abb. 9

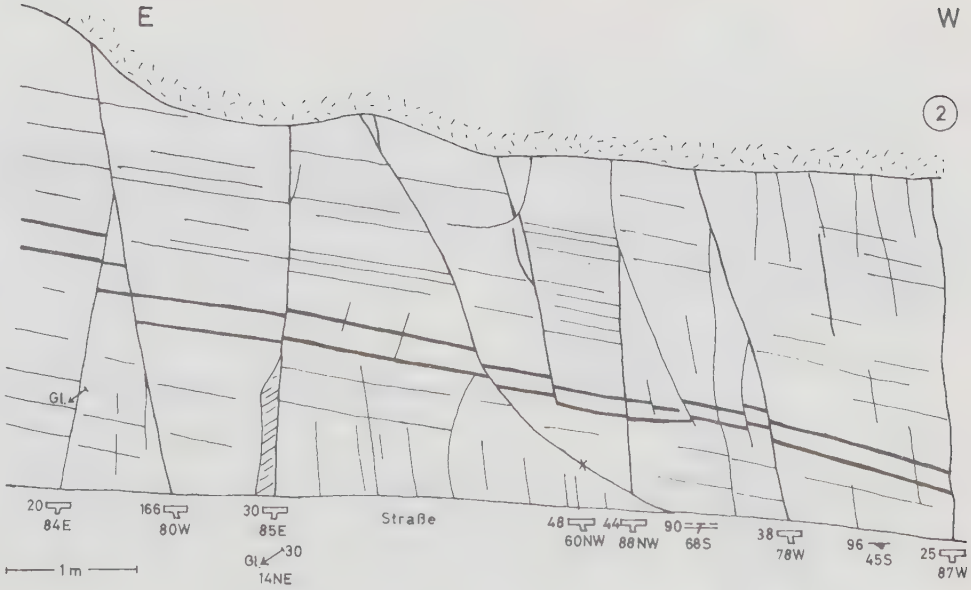

E
W
2
Gl
20
84E
166
80W
30
85E
Straße
48
60NW
44
88NW
90
68S
38
78W
96
45S
25
87W
1 m
Gl 30
14NE

Abb. 10

Abb. 11

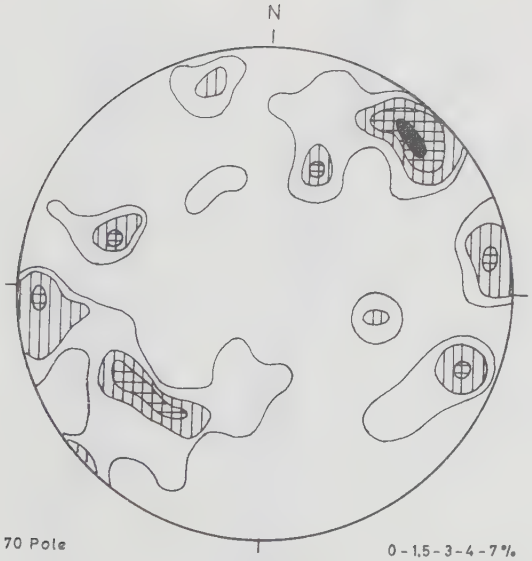



Abb. 12

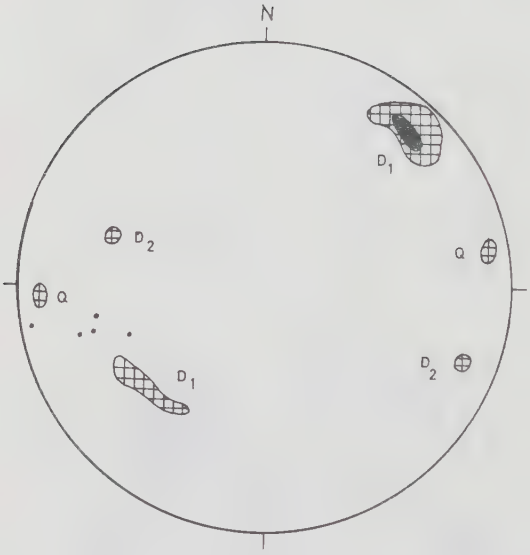



Abb.13

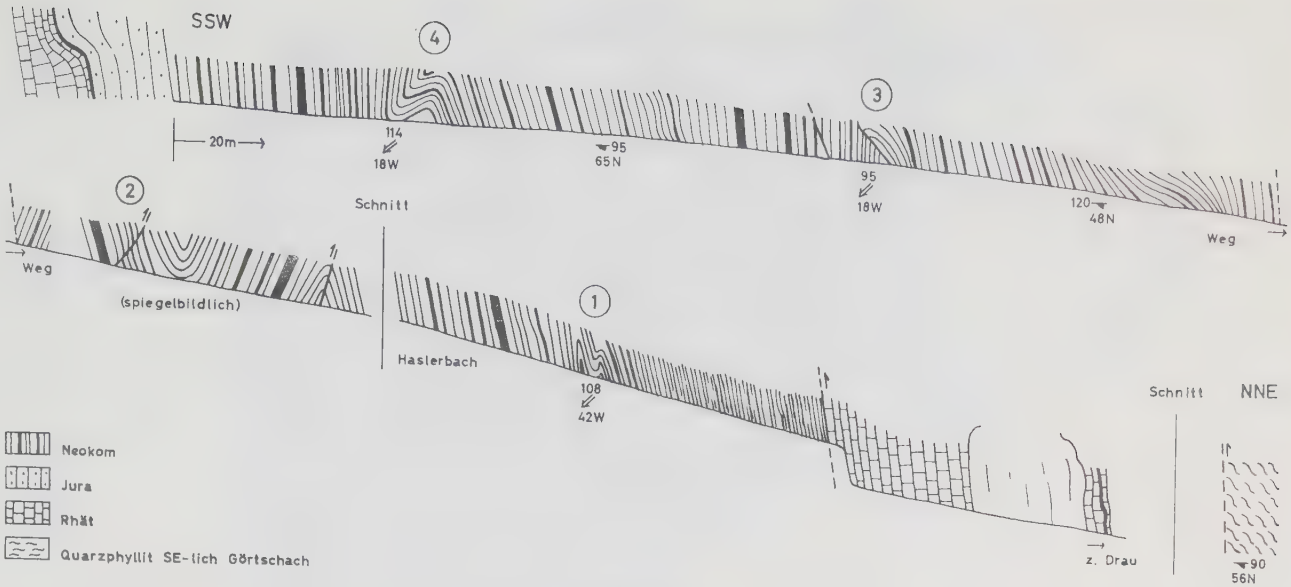

SSW
4
3
20m
114
18W
95
65N
95
18W
120
48N
Weg
2
Schnitt
Weg
(spiegelbildlich)
1
Haslerbach
108
42W
Schnitt
NNE
z. Drau
90
56N
Neokom
Jura
Rhät
Quarzphyllit SE-lich Görtschach

Abb.14

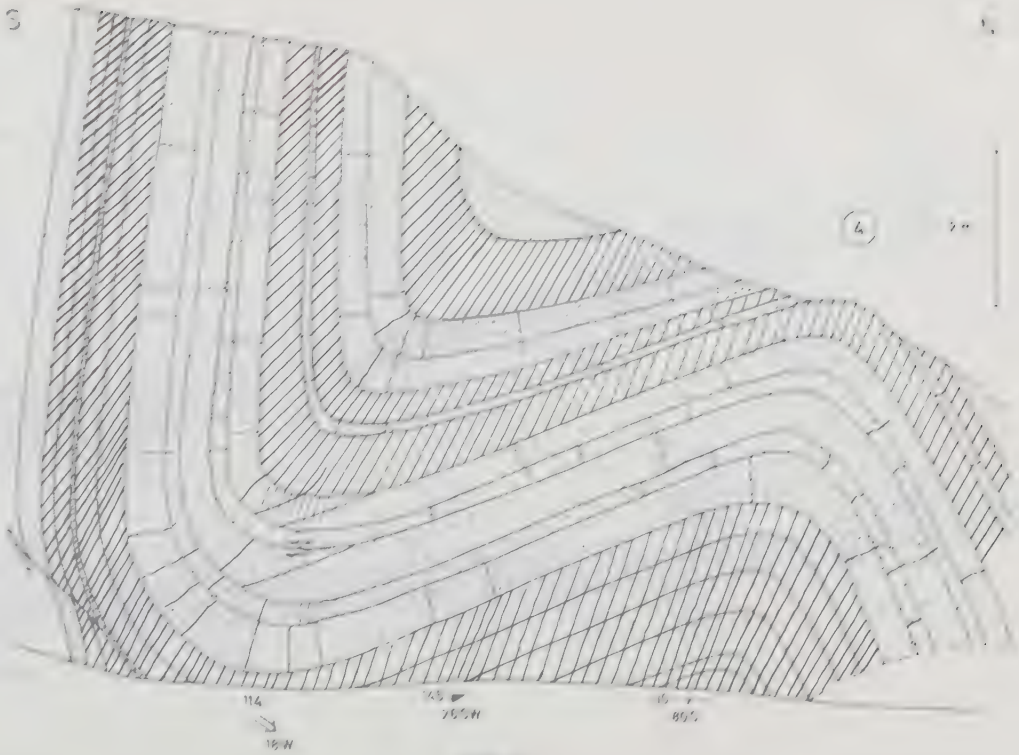


Abb 15

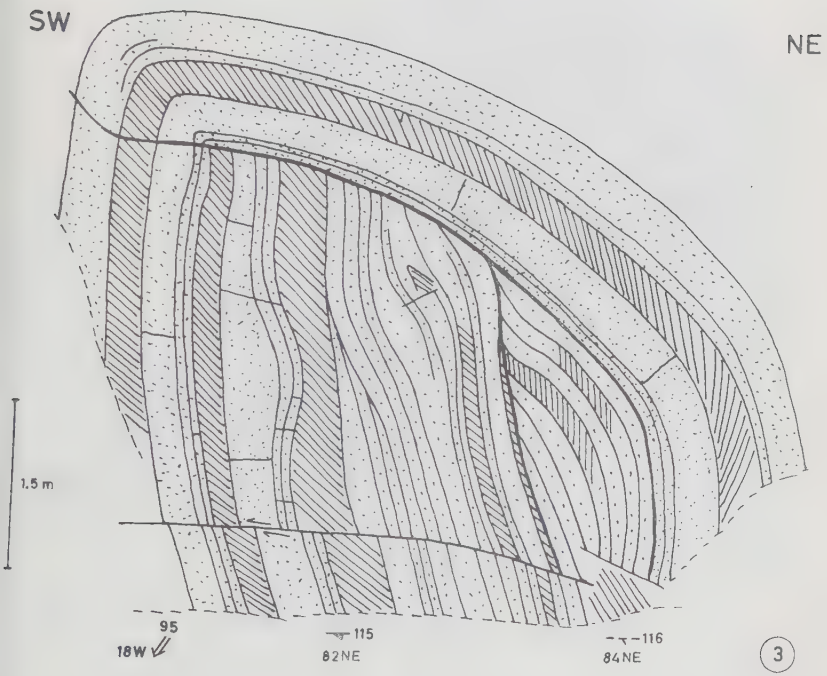



Abb.16

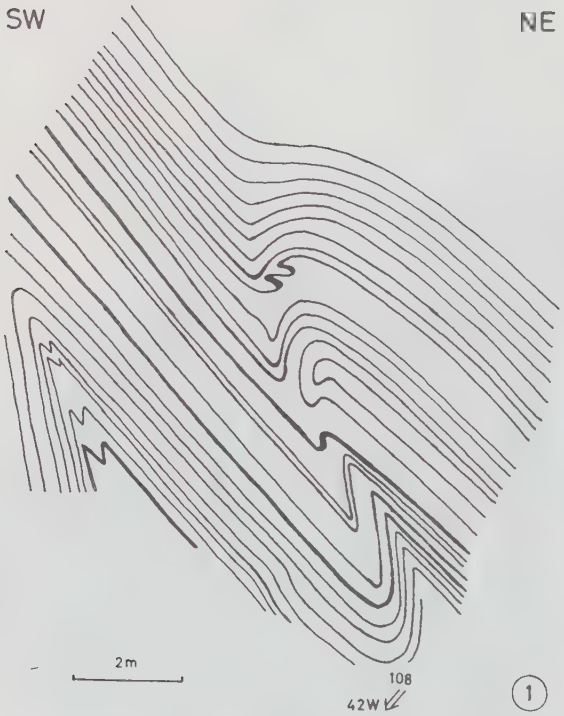



Abb.17

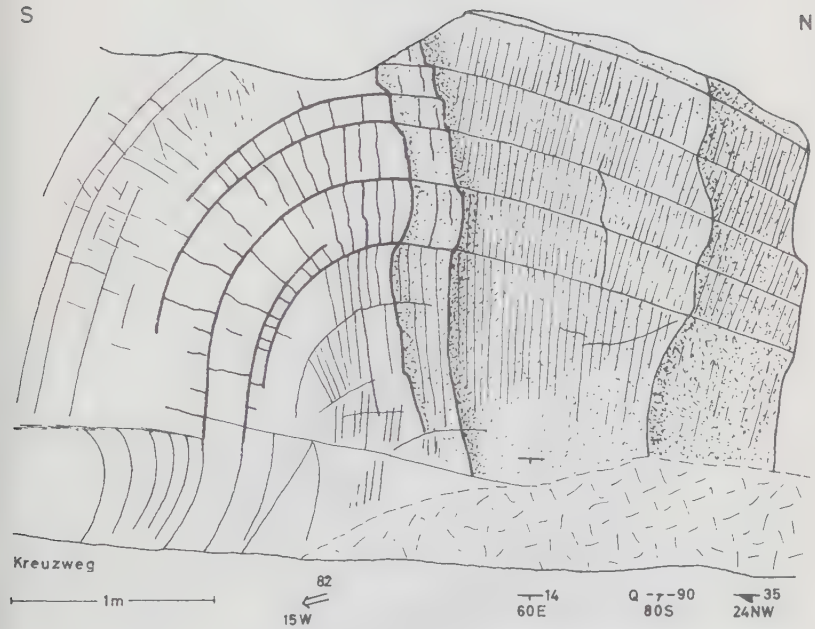



Abb. 18

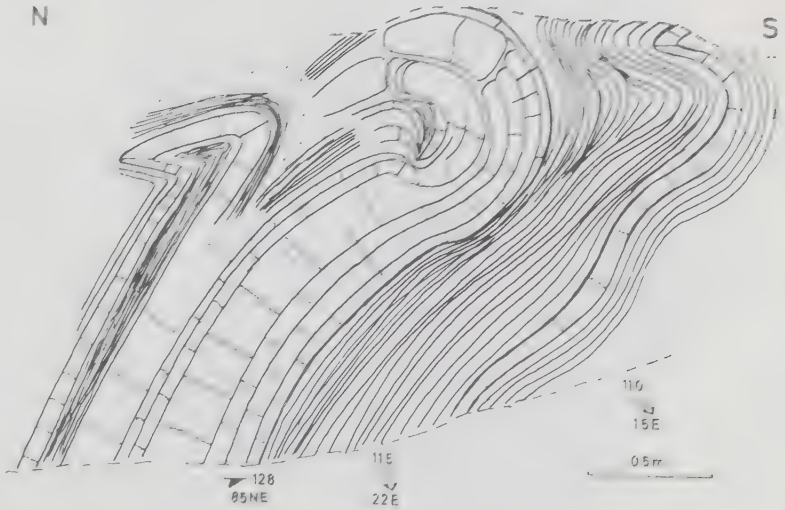



Abb.19

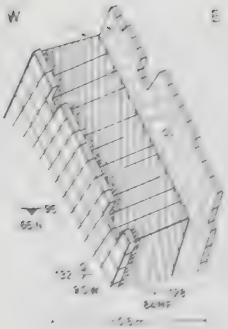

W
E

Abb. 20

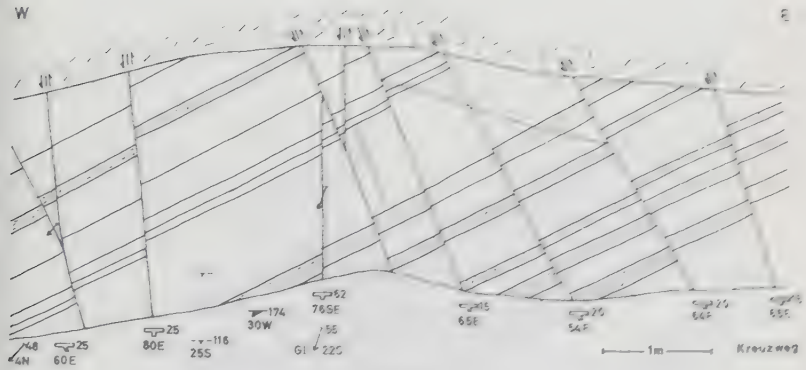

W
E
174
30W
252
76SE
315
65E
270
54E
48
4N
25
60E
25
80E
116
25S
55
22S
1m
Kreuzweg

Abb. 21

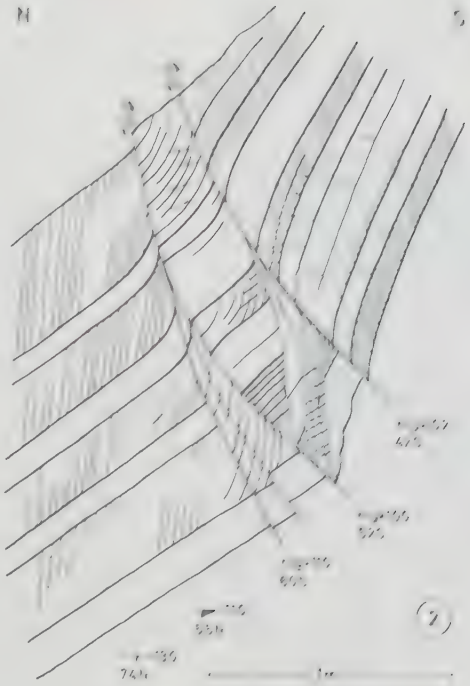


Abb. 23

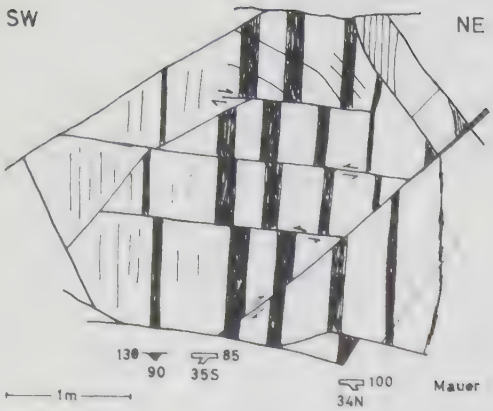

SW
NE
130
90
85
35S
100
34N
Mauer
1m

Abb. 24

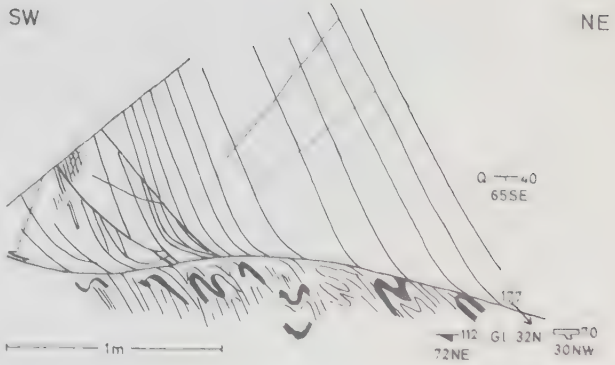
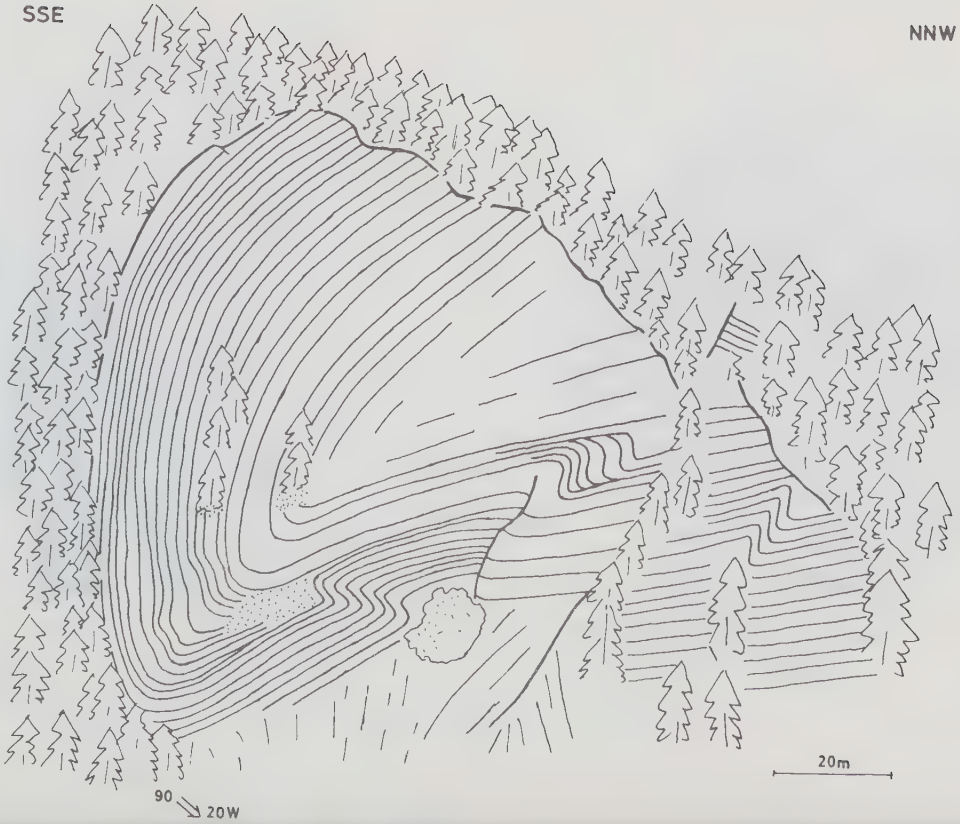

SW
NE
Q 40
65SE
112
72NE
Gl 32N
70
30NW
1m

Abb. 25


SSE
NNW
20m
90
20W

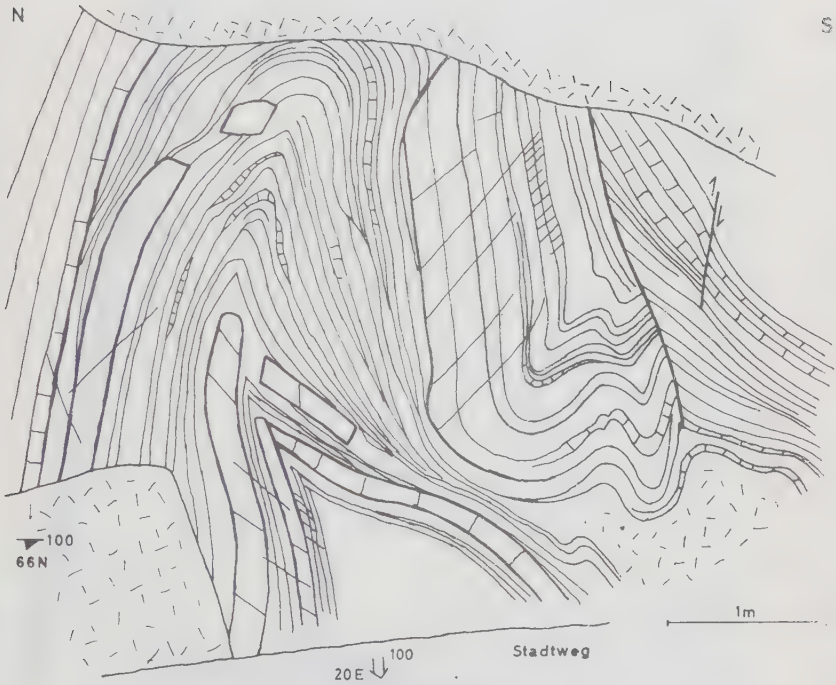



Abb. 27

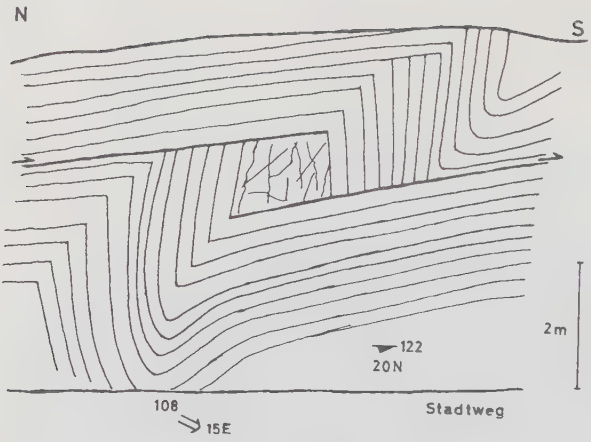



Abb. 28

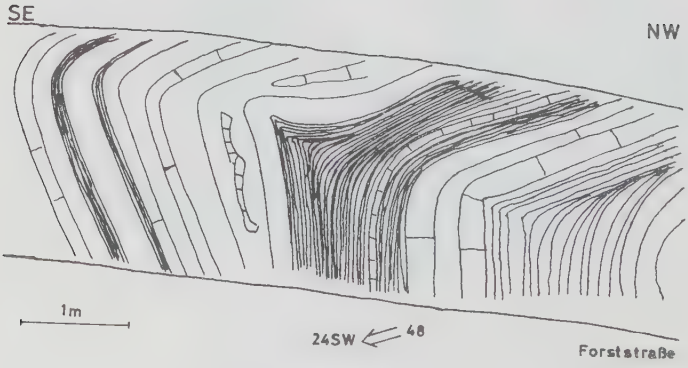



Abb. 29

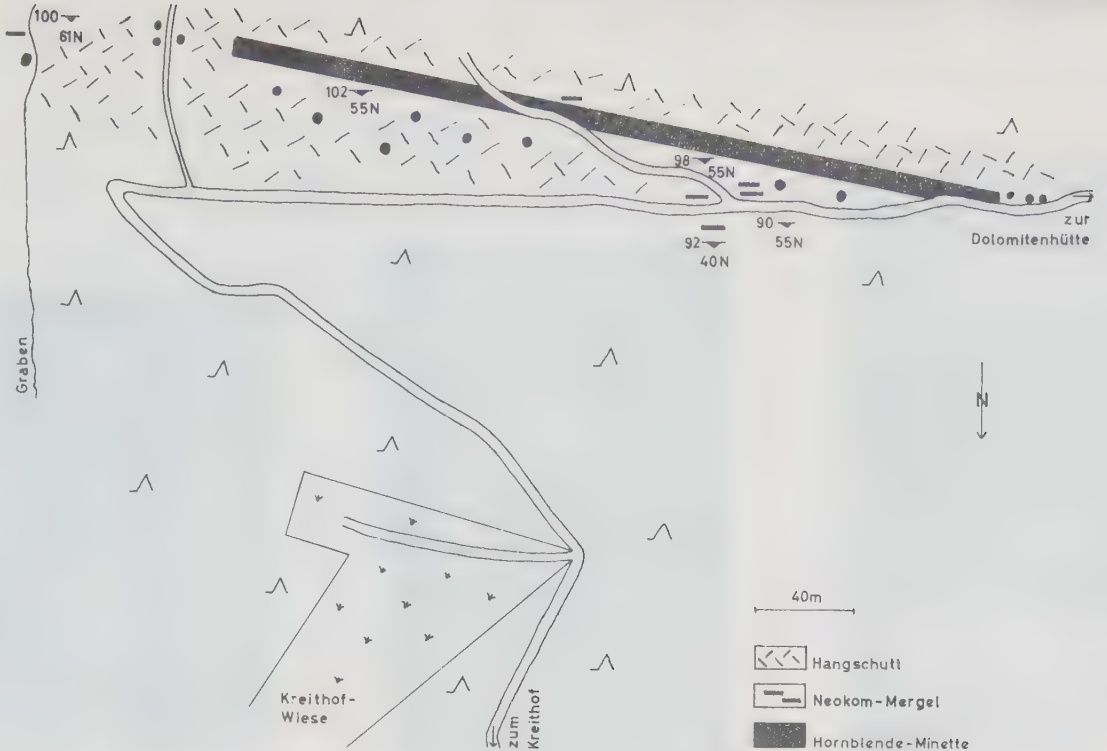

100
61N
102
55N
98
55N
90
55N
92
40N
zur
Dolomitenhütte
Graben
N
40m
Hangschutt
Neokom-Mergel
Hornblende-Minette
Kreithof-
Wiese
zum
Kreithof

Abb.30

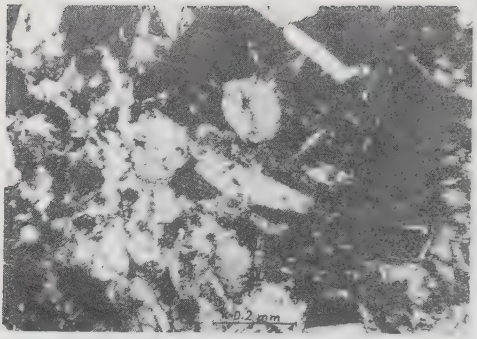



Abb.31

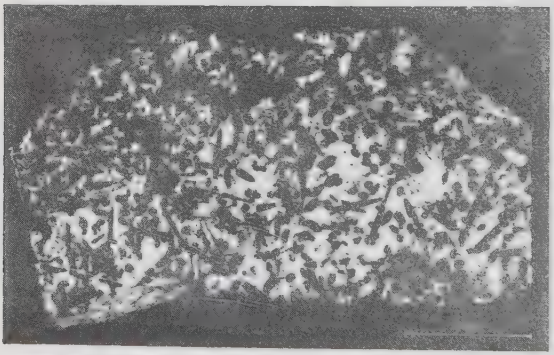


Abb.32

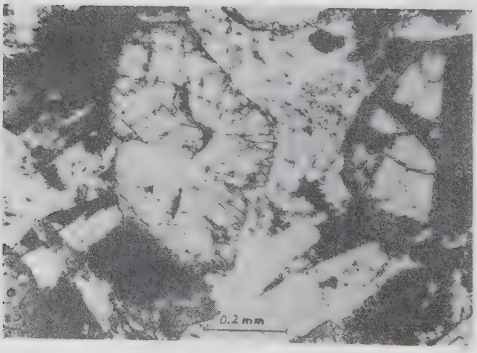



Abb.33

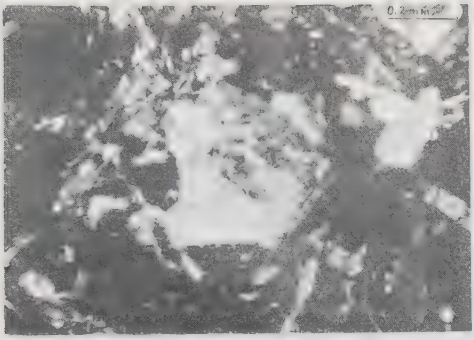


Abb. 34

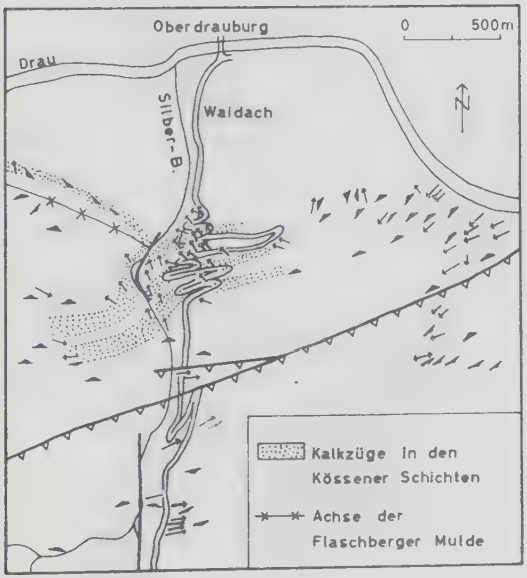

Oberdrauburg
0 500m
Drau
Silber-B.
Waidach
N
Kalkzüge in den Kössener Schichten
Achse der Flaschberger Mulde

Abb.35

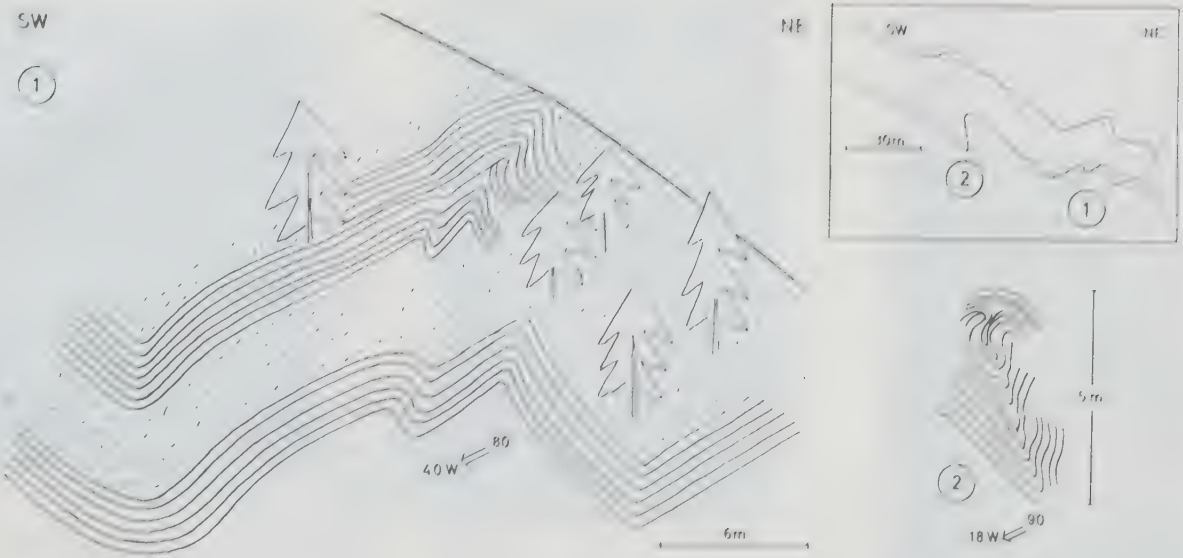



Abb. 36

Abb. 37

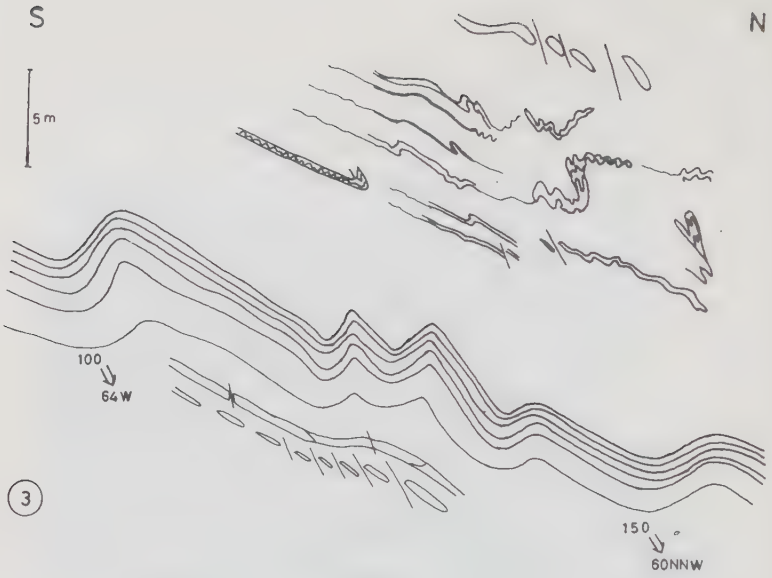



Abb.38

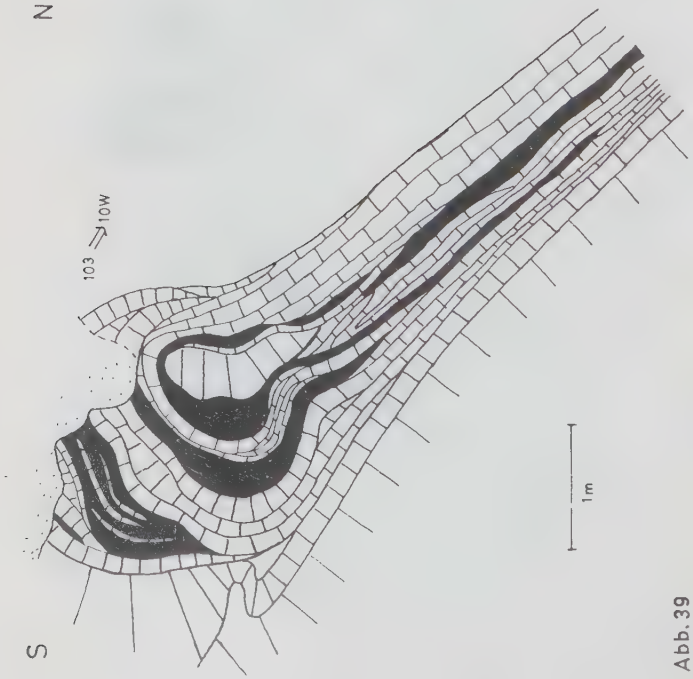



Abb.39

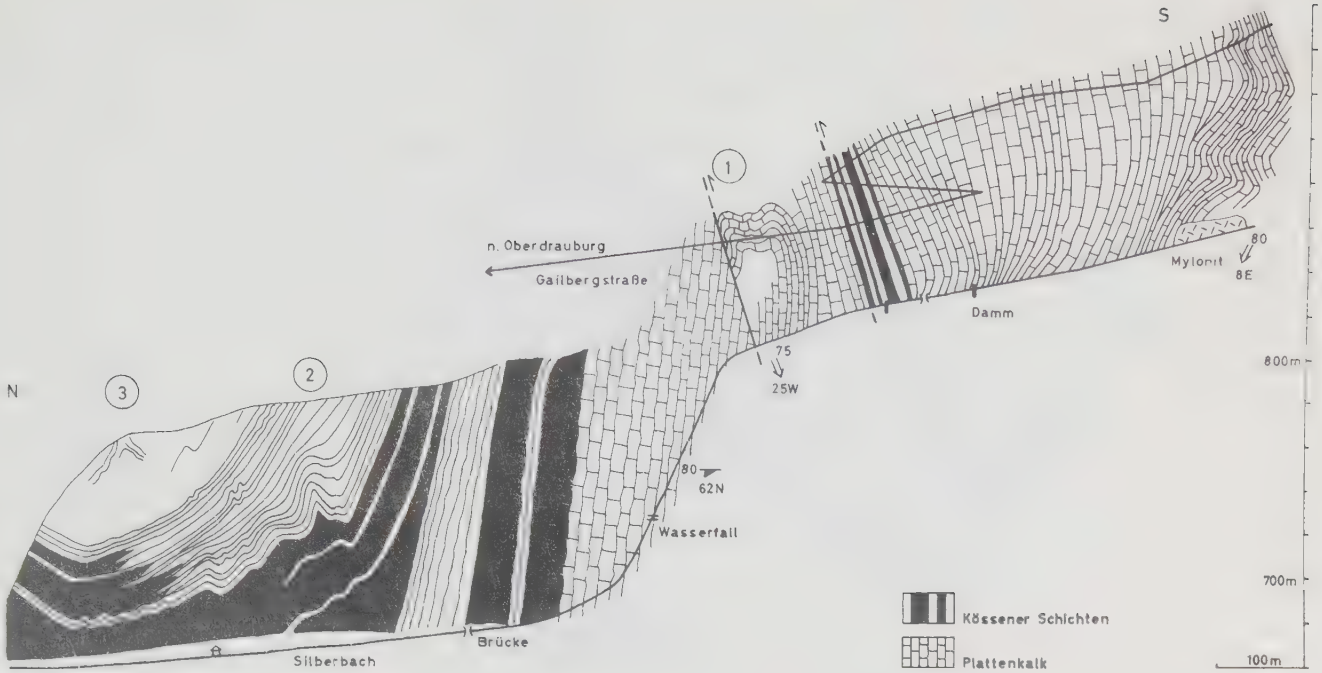

S
N
1
2
3
n. Oberdrauburg
Gailbergstraße
Mylonit
80
8E
Damm
75
25W
800m
80
62N
Wasserfall
700m
Kössener Schichten
Plattenkalk
100m
Silberbach
Brücke

Abb. 40

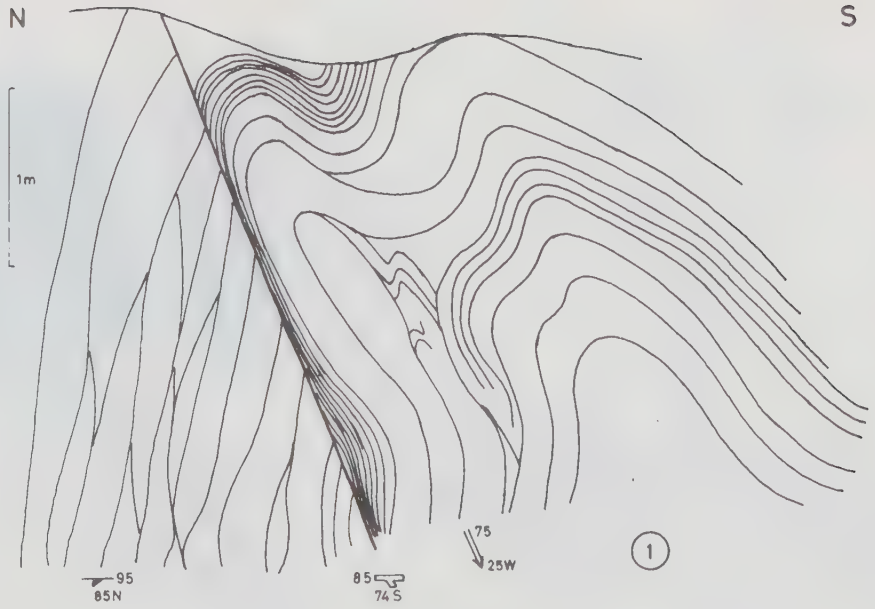



Abb. 41

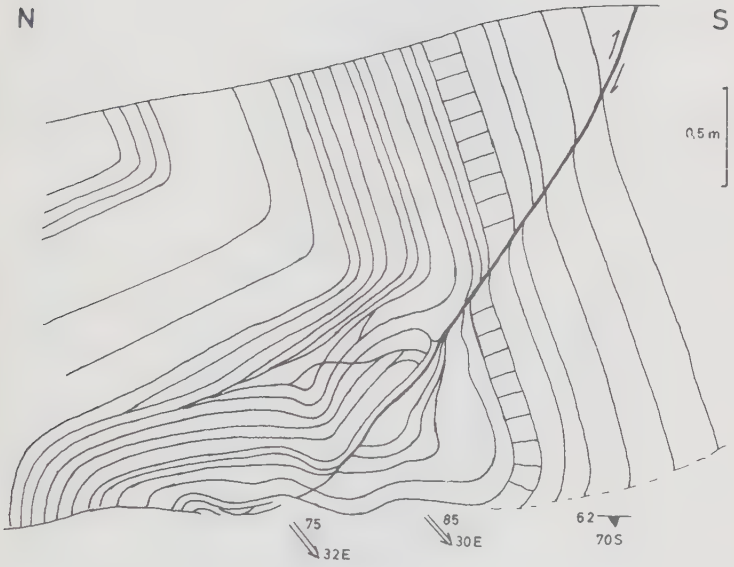



Abb. 42

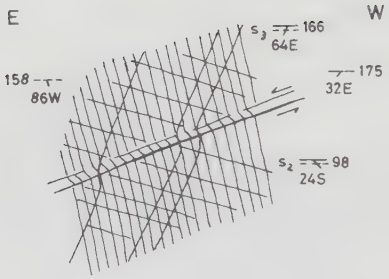



Abb. 43

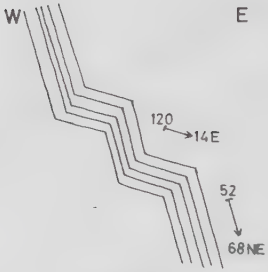



Abb. 44

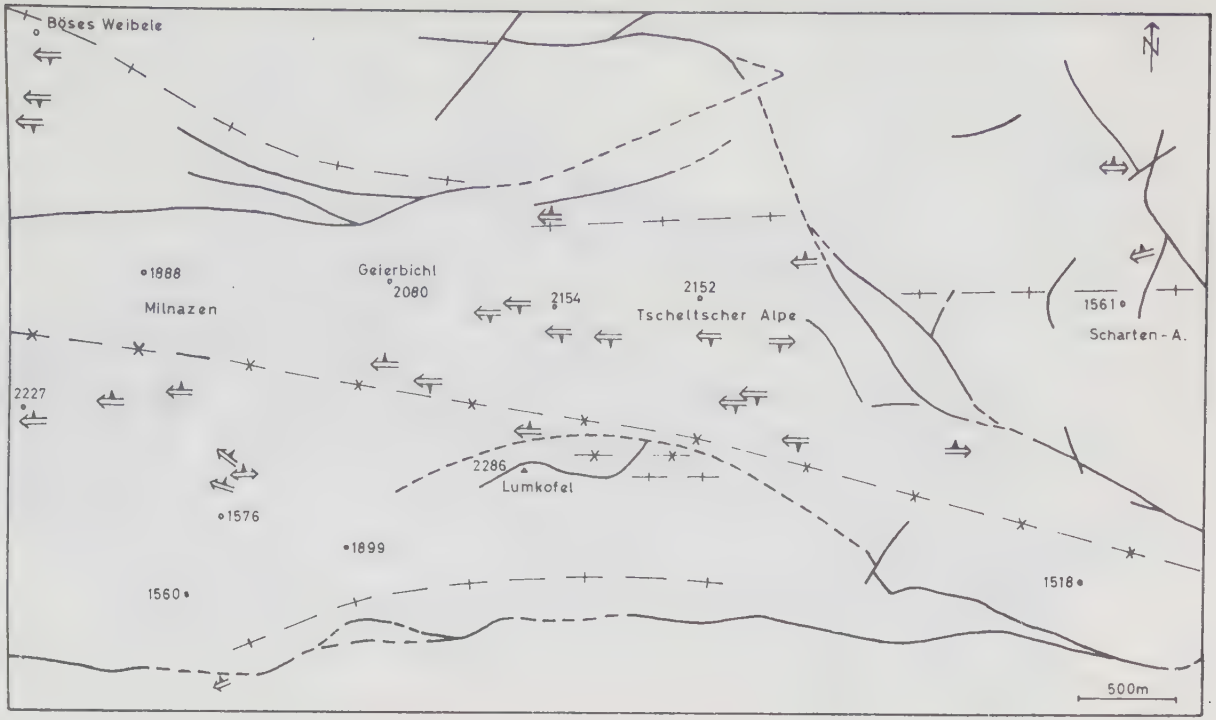

Böses Weibele
1888
Milnazen
Geierbichl
2080
2154
2152
Tscheltscher Alpe
1561
Scharten - A.
2227
2286
Lumkofel
1576
1899
1560
1518
500m

Abb. 45

Abb. 46

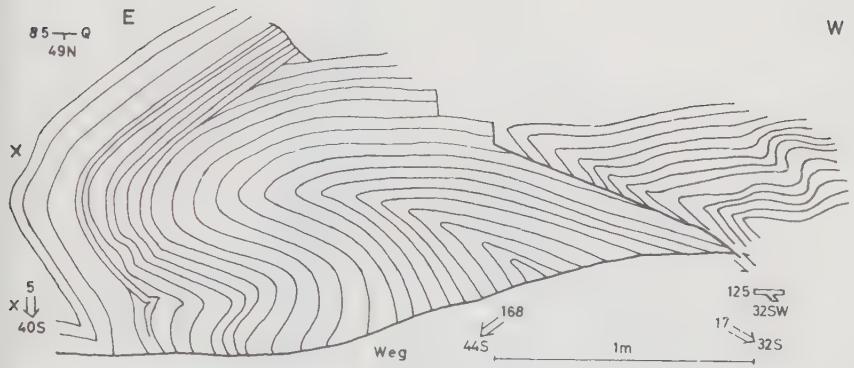

E
W
85 Q
49N
X
5
X
40S
168
44S
Weg
1m
125
32SW
17
32S

Abb. 47

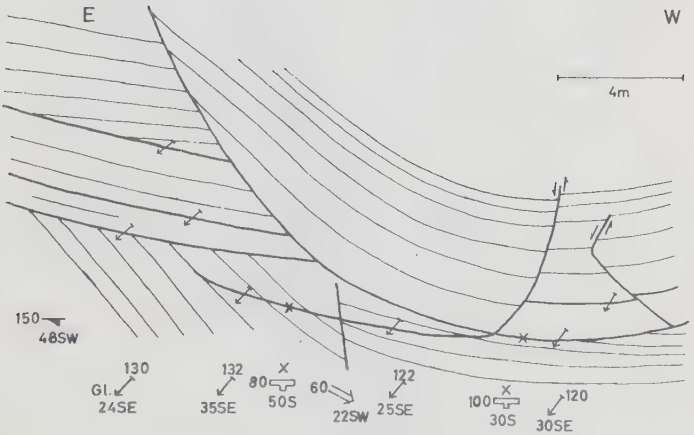

E
W
4m
150
48SW
130
Gl.
24SE
132
35SE
80
X
50S
60
22SW
122
25SE
100
X
30S
120
30SE

Abb. 48

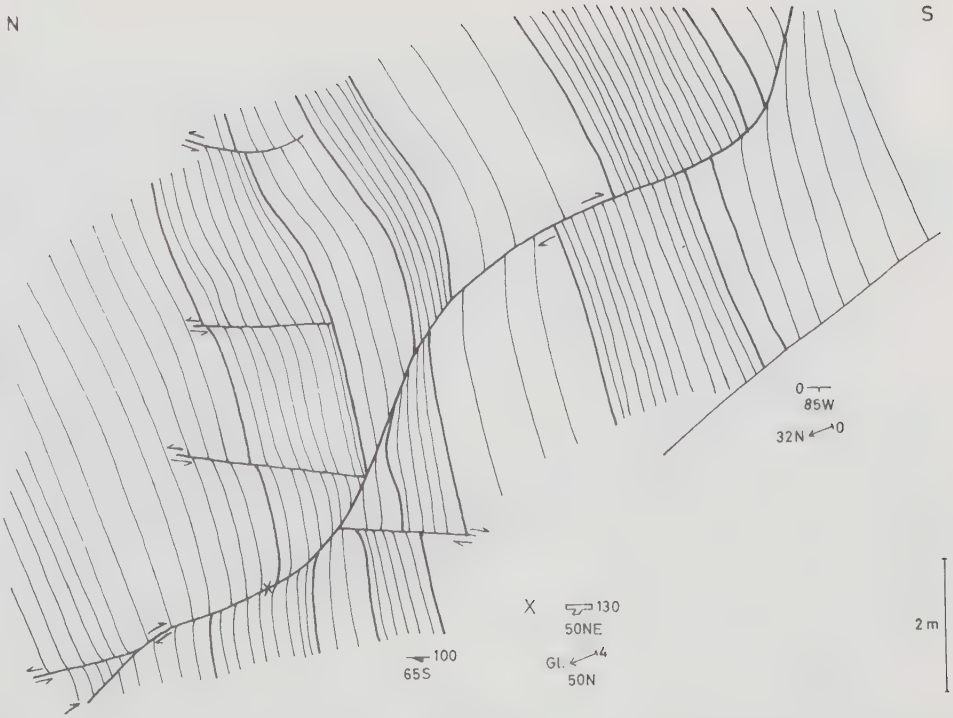



Abb. 49

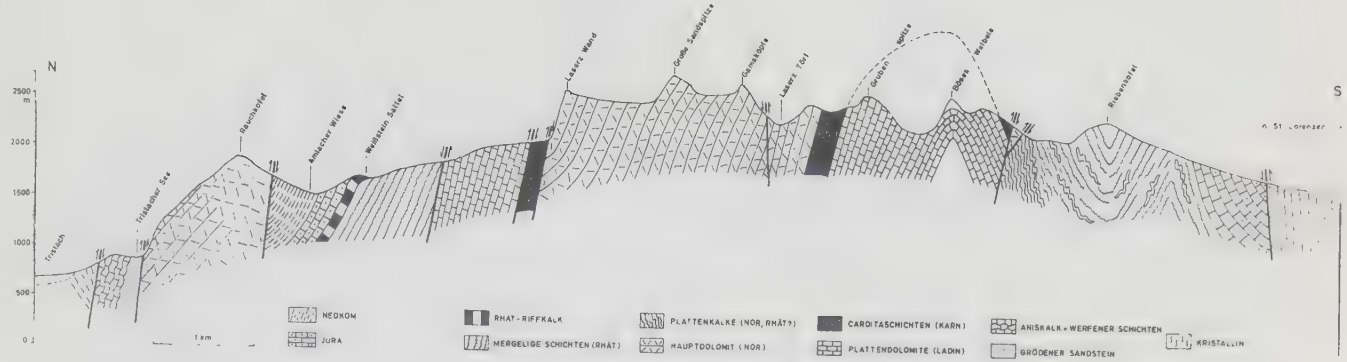

N
S
2500 m
2000
1500
1000
500
0
1 km
Tristach
Tristacher See
Rauchkofel
Amlacher Wiesn
Weißstein Sattel
Lasere Wand
Große Sandspitze
Cristallo
Lasere Tal
Gruben spitze
Elbas
Weißstein
Rissenriegel
NEOKOM
JURA
RHÄT-RIFFKALK
MERGELIGE SCHICHTEN (RHÄT)
PLATTENKALKE (NOR, RHÄT?)
HAUPTDOLOMIT (NOR)
CARDITASCHICHTEN (KARN)
PLATTENDOLOMITE (LADIN)
ANISKALK + WERFENER SCHICHTEN
GRÖDENER SANDSTEIN
KRISTALLIN

Abb. 50

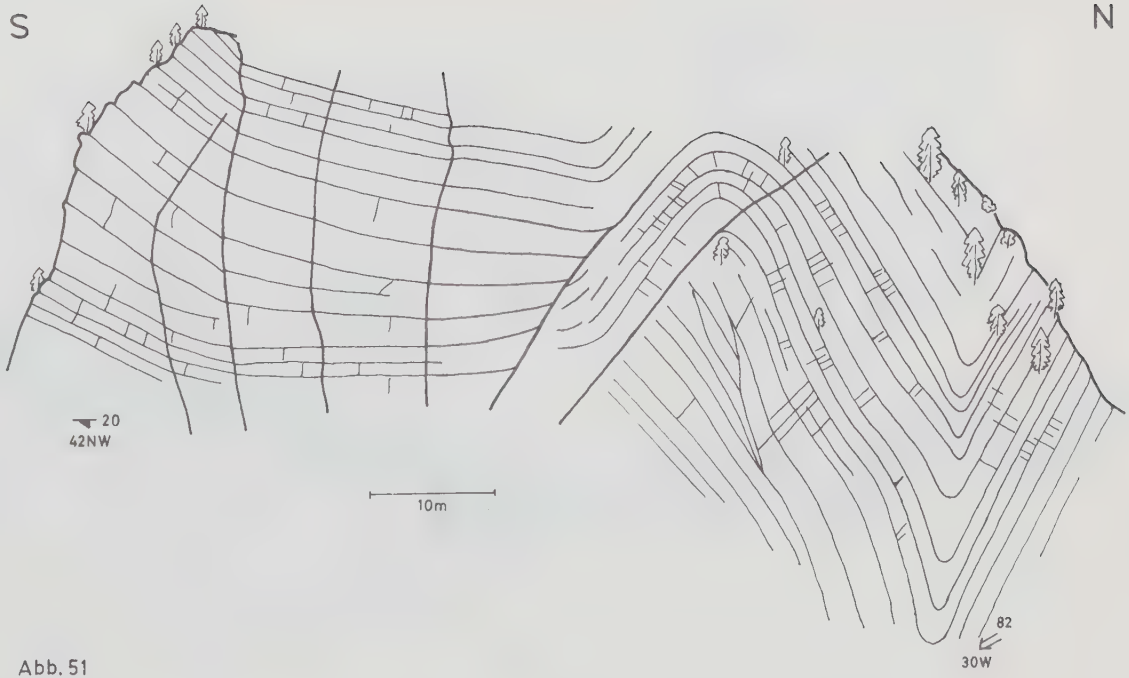



Abb. 51

Abb. 52

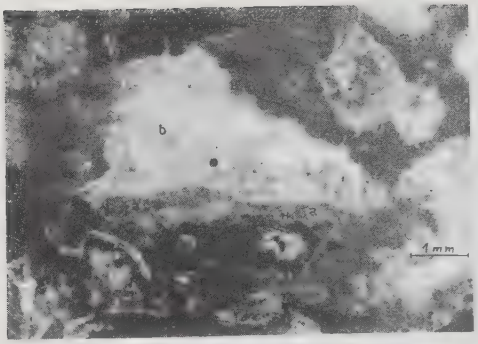



Abb.53a

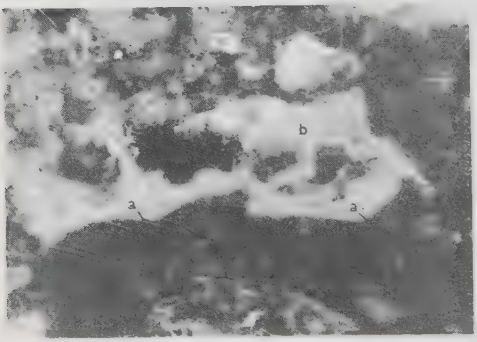



Abb.53b

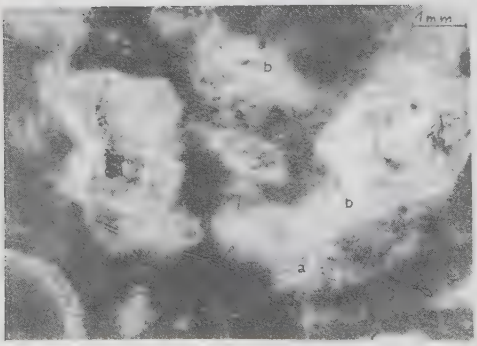



Abb.53c

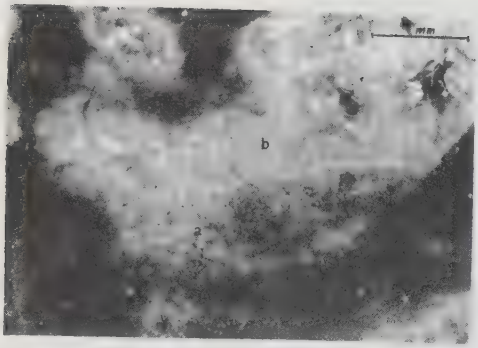



Abb.53d

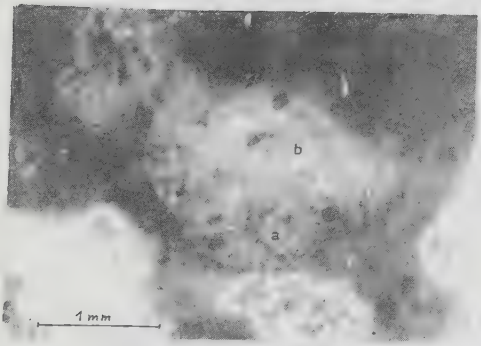



Abb.53e

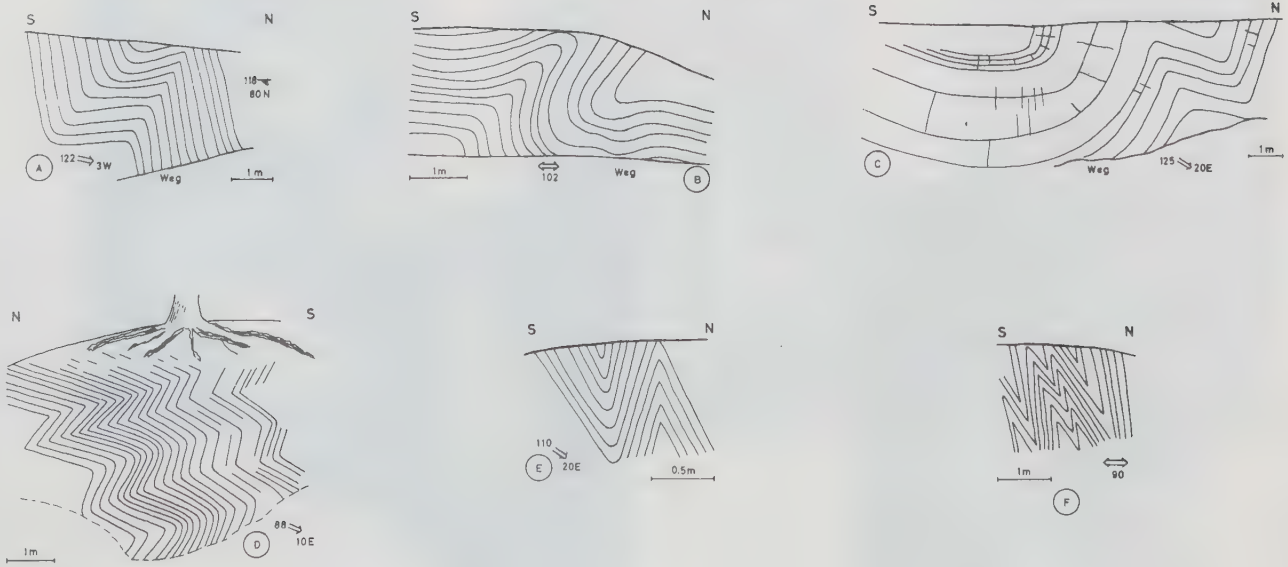

S
N
118
80 N
A
122
3W
Weg
1 m
S
N
1m
102
Weg
B
S
N
C
Weg
125
20E
1 m
N
S
1m
D
88
10E
S
N
110
E
20E
0.5m
S
N
1m
90
F

Abb. 54

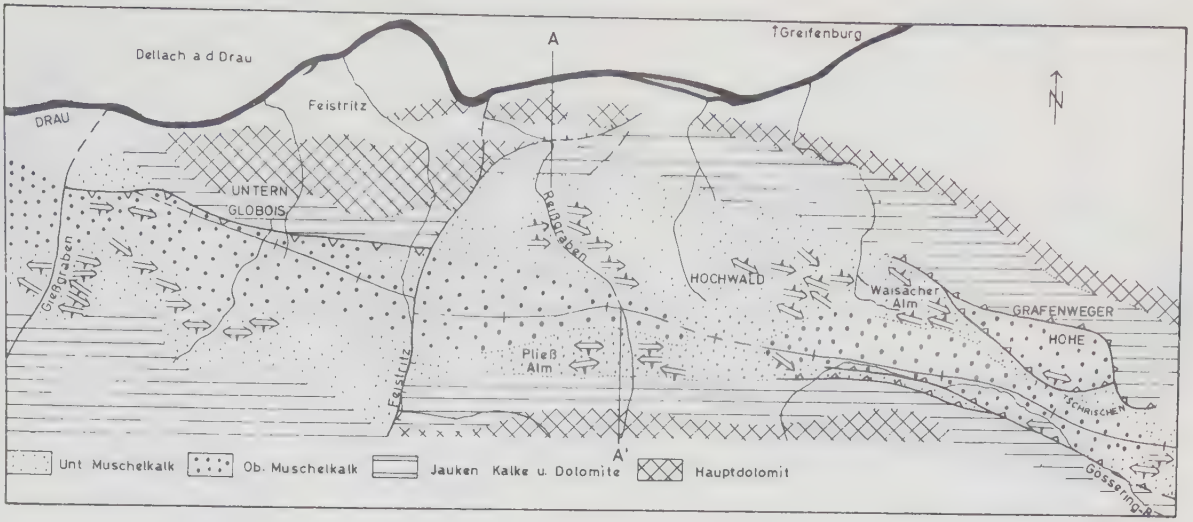

Dellach a d Drau
DRAU
Feistritz
A
Greifenburg
N
UNTERN
GLOBOIS
Greggraben
Reißgraben
HOCHWALD
Waisacher
Alm
GRAFENWEGER
HOHE
Pließ
Alm
Feistritz
A'
Unt. Muschelkalk
Ob. Muschelkalk
Jauken Kalke u. Dolomite
Hauptdolomit

Abb.55

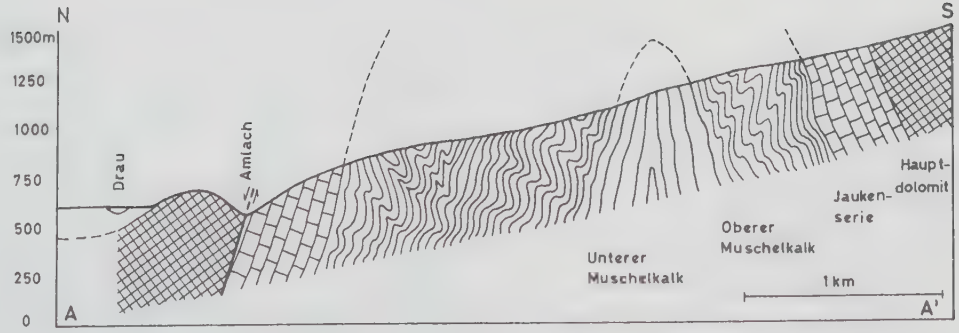

N
S
1500m
1250
1000
750
500
250
0
Drau
Amlach
Haupt-
dolomit
Jauken-
serie
Oberer
Muschelkalk
Unterer
Muschelkalk
1 km
A
A'

Abb. 56

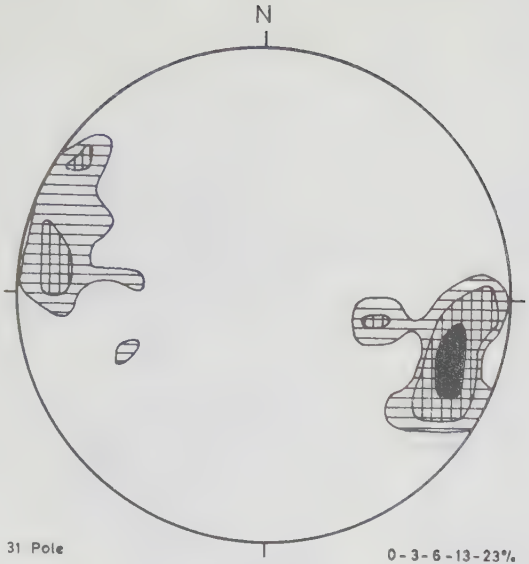



Abb. 58

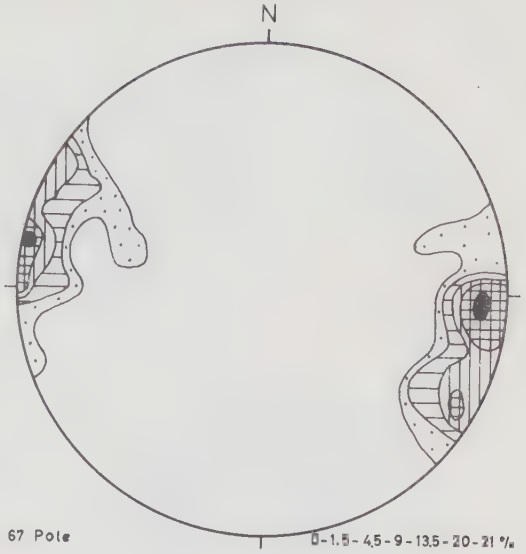



Abb. 57

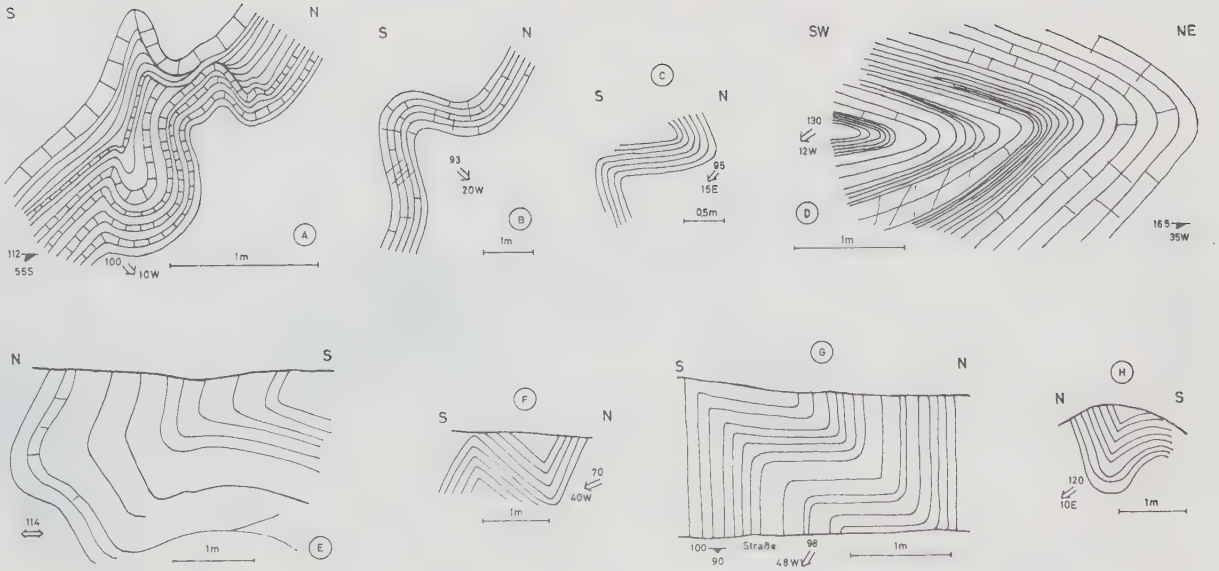

S
N
A
112
55S
100
10W
1m
S
N
93
20W
B
1m
C
S
N
95
15E
0,5m
SW
NE
130
12W
D
1m
165
35W
N
S
114
E
1m
F
S
N
70
40W
1m
G
S
N
100
90
Straße
98
48W
1m
H
N
S
120
10E
1m

Abb. 59

Abb. 60

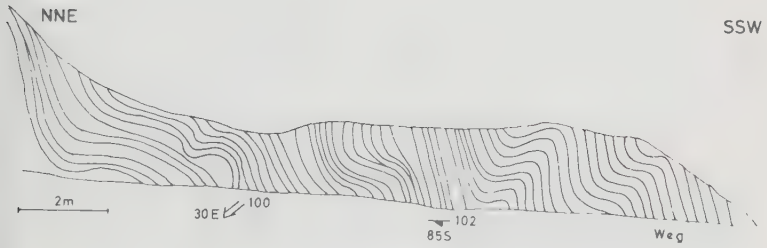



Abb. 61

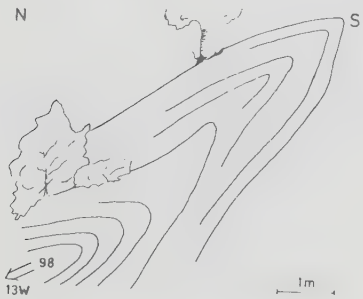



Abb. 62

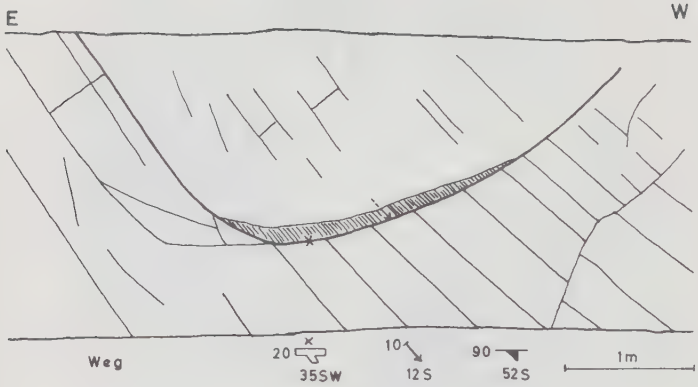



Abb. 63

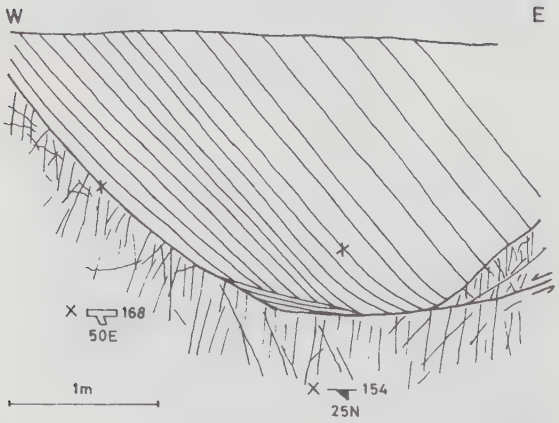



Abb. 64

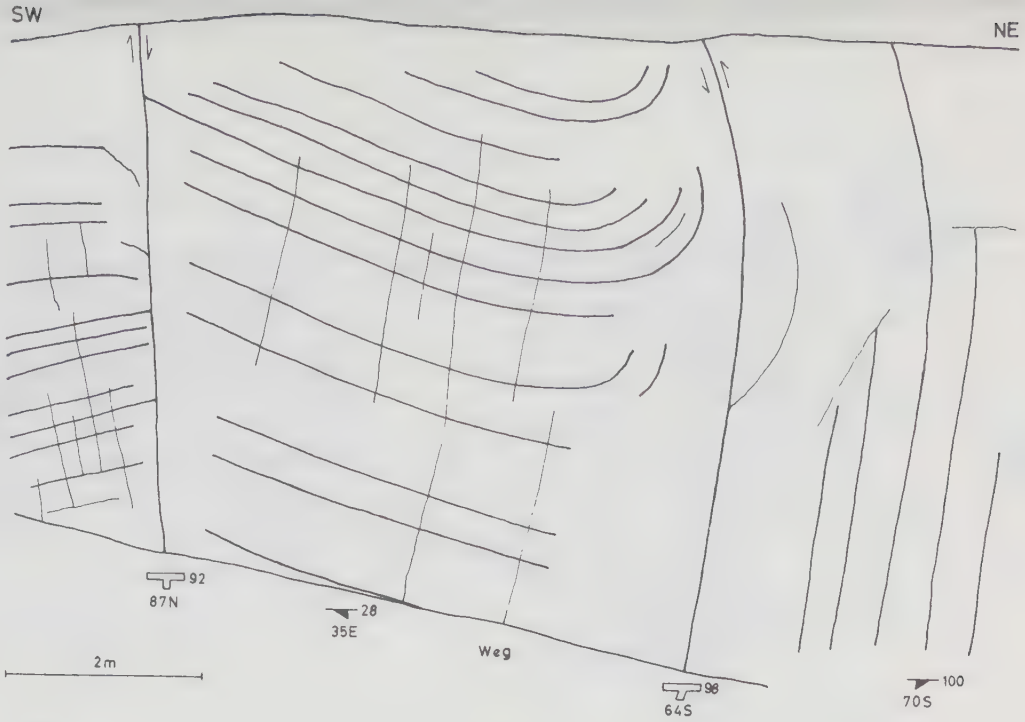



Abb. 65

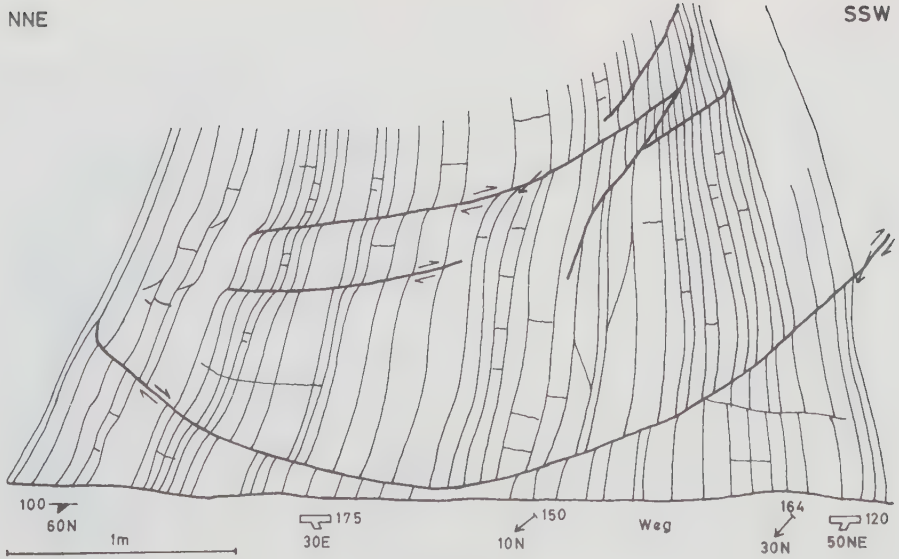



Abb. 66

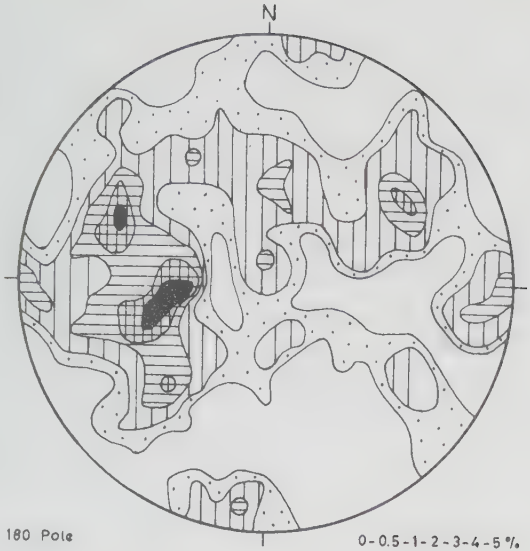
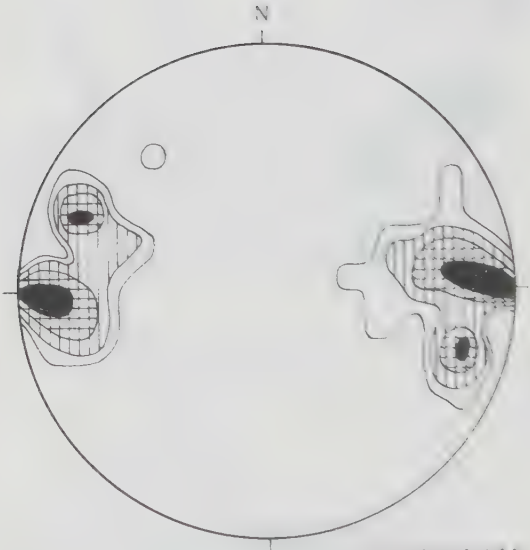



Abb. 68

Abb. 67




66 Pole

0 - 1.5 - 3 - 5 - 8 - >8 %

Abb. 69

L e b e n s l a u f

Am 8. Juli 1940 wurde ich, Lothar Hahn, als Sohn des damaligen Staatsanwalts, jetzigen Oberamtsrichters Dr. Hans Hahn und seiner Ehefrau Margot Hahn, geb.Seym, in Berlin geboren. Nach dem Besuch der Volksschule, des Neuen Gymnasiums und des Realgymnasiums Nürnberg machte ich am 15.7.59 an letzterem mein Abitur. Daraufhin studierte ich Geologie an der Universität Erlangen-Nürnberg, wo ich am 22./24.2.62 die Diplom-Geologen-Vorprüfung ablegte. Mit Ausnahme eines Semesters an der Universität Innsbruck bin ich seither ständig an der Universität Erlangen-Nürnberg eingeschrieben. Am 24.7.64 bestand ich die Diplom-Geologen-Hauptprüfung.

Offsetdruck - Fotodruck
Josef Hogl
8520 Erlangen, Brüxerstraße 9, (Nähe Röthelheimbad,) Tel. 15336

Offsetdruck - Fotodruck
- J. Hogl, Erlangen, Brüxer Straße 9, (Nähe Rötheimbad) Telefon 15336 -